

INHALT

Danksagung

Kurzfassung

Abstract

1. Einleitung

2. Das Europäische Nordsee

BRITTA JÜNGER

TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE

**DEEP WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA
DURING THE PAST 340,000 YEARS**

3.2.2. Kohlenstoffgehalt und -kreislauf im Sediment

3.2.3. Korngrößenverteilung

3.2.4. Komponentenanalyse

3.2.5. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

3.2.6. Feucht- und Trockengewichte

3.2.7. Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten

4. Verlässlichkeit der Signale in den Sedimenten der Großküstengreifer (GKG)

4.1. Stratigraphie vom letzten Glazialen Maximum (LGM) bis zum Holozän

4.2. Stratigraphie im Sediment

4.3. Stratigraphie im Sediment

4.4. Verteilungsausster der Hohen und horigen Komponenten

5. Die Veränderlichkeit der Küstengreifer in den Sedimentkernen

5.1. Stratigraphie

5.2. Stratigraphie

5.3. Stratigraphie

5.4. Stratigraphie

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1994

GEOMAR REPORT 35

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 24.11.1993

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

INHALT**Danksagung****Kurzfassung****Abstract**

1. Einleitung	1
2. Das Europäische Nordmeer	3
2.1. Bathymetrie	3
2.2. Hydrographie	4
2.2.1. Oberflächenzirkulation und Frontensysteme	4
2.2.2. Verteilung der Tiefenwassermassen im Europäischen Nordmeer	7
3. Methodik	10
3.1. Probenmaterial	10
3.2. Probenaufbereitung	11
3.2.1. Bestimmung des Gehaltes an Karbonat und organischem Kohlenstoff (TOC)	12
3.2.2. Karbonaterhaltung und -lösung im Sediment	12
3.2.3. Korngrößenverteilung	13
3.2.4. Komponentenanalyse	14
3.2.5. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	14
3.2.6. Feucht- und Trockenraumgewichte	15
3.2.7. Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten	16
4. Variabilität der Signalträger in den Sedimenten der Großkastengreifer (GKG)	17
4.1. Stratigraphie vom letzten Glazialen Maximum (LGM) bis zum Holozän ...	17
4.2. Variationen im Karbonatgehalt	22
4.3. Grobfaktionsgehalte und Korngrößenverteilung der Grobfaktion	25
4.4. Verteilungsmuster der biogenen und terrigenen Komponenten	28
5. Die Veränderlichkeit der Klimaanzeiger in den Sedimentkernen	32
5.1. Stratigraphie der letzten 340.000 Jahre	32
5.1.1. Isotopendaten der planktischen Foraminifere <i>N. pachyderma</i> sin. (Eiseffekt und Schmelzwasser)	32
5.1.2. Isotopendaten der tiefen Wassermassen (<i>C. wuellerstorfi</i> und <i>O. umbonatus</i>)	38
5.1.3. Vergleich der Oberflächen- und Tiefenwassermassen anhand von Isotopendaten der planktischen und benthischen Foraminiferen	40

5.2.	Einfluß von Produktion, Lösung und Verdünnung auf die Karbonatkonzentration	44
5.3.	Organischer Kohlenstoffgehalt (TOC)	49
5.4.	Grobfraktionsgehalte und Korngrößenverteilung der Grobfraction	50
5.4.1.	Korngrößenverteilung der Feinfraction im Bereich der laminierten Ablagerungen	53
5.5.	Verteilungsmuster der biogenen und terrigenen Komponenten	54
5.6.	Lineare Sedimentationsraten	61
5.7.	Akkumulationsraten	62
6.	Tiefenwassererneuerung und Paläozeanographie in der Grönlandsee	66
6.1.	Indikatoren für Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee	66
6.1.1.	Auswirkung der Oberflächen- und Tiefenzirkulation auf die Isotopenzusammensetzung der Wassermassen	66
6.1.2.	Der Einfluß von Schmelzwasser und Eisbedeckung auf die Konvektion in der Grönlandsee	68
6.1.3.	Foraminiferen und Karbonat als Anzeiger für Tiefenwassererneuerung	70
6.1.4.	Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre	72
6.2.	Paläozeanographische Entwicklung der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre	76
6.2.1.	Isotopenstadien 10-8 (ca. 340.000 - 244.000 J.v.h.)	78
6.2.2.	Isotopenstadium 7 (ca. 244.000 - 190.000 J.v.h.)	79
6.2.3.	Isotopenstadium 6 (ca. 190.000 - 130.000 J.v.h.)	80
6.2.4.	Isotopenstadium 5 (ca. 130.000 - 74.000 J.v.h.)	82
6.2.5.	Isotopenstadium 4 (ca. 74.000 - 59.000 J.v.h.)	85
6.2.6.	Isotopenstadium 3 (ca. 59.000 - 24.000 J.v.h.)	86
6.2.7.	Isotopenstadium 2 (ca. 24.000 - 14.900 J.v.h.)	88
6.2.8.	Termination I und Isotopenstadium 1 (ca. 14.900 J.v.h. - rezent)	88
7.	Schlußfolgerungen	90
8.	Literaturverzeichnis	93

Anhang

Abbildungen und Tabellen wurden zwecks einer schnelleren Veröffentlichung in
englisch und deutsch beschriftet.

DANKSAGUNG

Für die Vergabe der Arbeit möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. J. Thiede bedanken.

Besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. M. Sarnthein für die kritische Durchsicht der Arbeit.

Mein Dank gilt auch meinen Kollegen Dr. K. U. Schmidt, Dr. J. Rumohr, Dr. R. Zahn, Dr. R. Spielhagen, Dr. H. Bauch und C. Hass für Hinweise und intensive Diskussion beim Fortgang der Arbeit, sowie allen anderen Kolleginnen und Kollegen vom GEOMAR, dem Geologisch-Paläontologischen Institut und dem Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel.

Bei Dr. C. Samtleben, Frau U. Schuldt und A. Munnecke möchte ich mich für die Unterstützung am Rasterelektronenmikroskop im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel sowie für die Erledigung der Fotoarbeiten bedanken.

Besondere Dank gilt F. Lindemann für die Messungen am LECO-Analysator und H. Meggers für die Hilfe bei der Bestimmung der Lösungsindizes und der Handhabung des Rasterelektronenmikroskopes am GEOMAR.

Dr. H. Kassens danke ich für die Überlassung der Daten über die Trockenraumgewichte von der Polarstern-Ausfahrt ARK VI/2.

Dr. H. Erlenkeuser (^{14}C -Labor der Universität Kiel) möchte ich für die Messung der Isotopendaten, sowie für die Anregungen bei der Interpretation der Daten danken.

Bei O. Runze möchte ich mich für das sorgfältige Korrekturlesen der Arbeit bedanken.

Diese Arbeit wurde finanziell unterstützt durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) im Rahmen des "Paläoklimaprojektes", dem "Leibniz-Förderpreis" der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem U.S. Office of Naval Research.

KURZFASSUNG

Mit Hilfe von Isotopenkurven gemessen an planktischen und benthischen Foraminiferengehäusen aus Sedimentkernen sowie Karbonatgehalten und anderen sedimentologischen und geochemischen Sedimentparametern wurde versucht, die paläozeanographische Entwicklung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre zu rekonstruieren. Besonderer Schwerpunkt wurde auf die Rekonstruktion der Geschichte der Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee gelegt, die heute ein wichtiger Transportmechanismus von sauerstoffreichem Oberflächenwasser in die tiefen Wasserschichten der Ozeane ist.

Die Konvektion in der Wassersäule zeigt die direkte Abhängigkeit vom Einfluß salzreicher atlantischer Oberflächenwassermassen in der Grönlandsee. Niedrig saline Wassermassen verhindern die Bildung von Tiefenwasser; hier spielen besonders Schmelzwasserzuflüsse vom Grönländischen Eisschild und die intensive Meereisbedeckung eine wichtige Rolle.

In der Grönlandsee kam es fast während der gesamten letzten 340.000 Jahre mehr oder weniger kontinuierlich zur Erneuerung von Tiefenwasser. Sehr intensive Ventilation in der Wassersäule ist in den Stadien 5 und 1 zu finden, während die anderen Interglaziale, besonders Stadium 7, durch längere Abschnitte drastisch reduzierter Tiefenkonvektion unterbrochen wurden. Aber auch Glazialzeiten zeichneten sich durch Tiefenwassererneuerung aus. Hier war vor allem die Wechselwirkung zwischen Meereisbildung und dem Abschmelzen der Meereisdecke der Grund für regionale Konvektion in der Wassersäule. Die Eisdecke im Stadium 6 wies immer wieder größere offene Wasserflächen auf (Polynjas), die eine Vermischung der oberen mit den tieferen Wasserschichten zuließ. Instabile paläozeanographische Verhältnisse im Stadium 3 sind auf den stetigen Schmelzwassereintrag vom Grönländischen Eisschild und saisonaler Meereisbildung zurückzuführen. Tiefenkonvektion war regional beschränkt, während intensive Vermischung bis zu intermediären Wasserschichten über längere Zeiträume stattfand.

Die Grönlandsee zeichnet sich in den letzten 340.000 Jahren immer wieder durch Schmelzwassereinträge aus, die besonders während der Glazialstadien intensiv gewesen sind. Diese intraglazialen Schmelzwasserereignisse beruhen fast ausschließlich auf der Instabilität des Grönländischen Eisschildes während der Kaltzeiten und sind meist nicht mehr außerhalb der Grönlandsee zu beobachten.

Die Grönlandsee ist vorwiegend vom Einstrom polarer Wassermassen aus dem Nordpolarmeer geprägt. Eine durchgehende kompakte Eisdecke ist nur im Stadium 10 zu vermuten, in den darauffolgenden Glazialstadien kam es nur zu einer saisonal variablen Meereisbedeckung. Die höchsten Temperaturen der letzten 340.000 Jahre werden in der Grönlandsee im Holozän beobachtet. Zu einer ersten geringen Erwärmung kam es im Stadium 7. Im Stadium

5 wurden deutlich höhere Temperaturen beobachtet (5.51), die aber die heutigen Werte nicht erreichten. Im Gegensatz dazu zeigte die Norwegensee hohe Temperaturen auch für die Stadien 7, 5 und 1, mit maximalen Werten im Stadium 5. Auch im Stadium 6 zeigten sich Unterschiede zwischen dem östlichen und westlichen Europäischen Nordmeer. In der Grönlandsee kann für das Stadium 6 eine saisonale Eisbedeckung angenommen werden, wo größere offene Wasserflächen biogene Produktion ermöglichten. In der Norwegensee dagegen wird eine mehr oder weniger kompakte Meereisdecke vermutet. Die sehr komplizierte Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres spiegelt sich in den Unterschieden zwischen dem östlichen und westlichen Europäischen Nordmeer wider.

ABSTRACT

Isotope data measured on planktonic and benthic foraminifera, carbonate content and other sedimentological and geochemical parameters were used to reconstruct the paleoceanography of the Greenland Sea during the past 340,000 years. Special emphasis has been taken to the history of the deep water renewal, which today is an important mechanism in transporting oxygen-rich surface water to the deep ocean.

In the Greenland Sea the convection in the water column is directly dependent on the influence of the high saline Atlantic surface waters. Low saline watermasses hinder the formation of deep water. Meltwaters coming from the Greenland ice shield as well as intensive ice cover play a very important role.

During the past 340,000 years it came to a more or less continuous formation of deep water in the Greenland Sea. Intensive ventilation in the water column is found during Stages 5 and 1, while other interglacial times, especially Stage 7, are interrupted by longer periods of strongly reduced deep water renewal. Also, in glacial periods formation of deep water can be observed, here the interaction of ice cover and meltwater is the reason for regional convection within the water column. During Stage 6 the ice cover showed large areas of open water, which allowed the surface waters to mix with deeper layers.

Unstable paleoceanographic conditions during Stage 3 are explained by the continuous input of meltwater from the Greenland ice shield and a seasonal ice cover. Deep water convection was regionally limited, while intensive mixing to intermediate water layers has been taken place over longer periods.

The past 340,000 years in the Greenland Sea are characterized by several meltwater discharges, which were very intensive especially during the glacial periods. These intraglacial melt-

water events are caused by the instability of the Greenland ice shield during cold periods and are restricted to the Greenland Sea.

The Greenland Sea is marked by the predominance of polar watermasses, which come from the Polar Sea. Only during Stage 10 there seems to be a continuous permanent ice cover in the Greenland Sea. In the following glacial periods only a seasonal ice cover is found. The highest temperatures during the 340,000 years are observed during the Holocene. A first warming can be seen during Stage 7. Evidence for higher temperatures is found in Stage 5 (5.51), but they did not reach present day values. The Norwegian Sea on contrary shows maximum values during Stages 7, 5 and 1, with highest values during Stage 5. Also during Stage 6 differences between the eastern and western part of the Norwegian-Greenland Sea can be observed. In the Greenland Sea a seasonal ice cover can be assumed for most parts of Stage 6, where large areas of open water enabled biogenic production. Whereas in the Norwegian Sea a more or less permanent ice cover is assumed. This complex oceanography of the Norwegian-Greenland Sea leaves its imprint and can be observed in the differences between the eastern and western parts of the Norwegian-Greenland Sea.

1. EINLEITUNG

Das Europäische Nordmeer nimmt eine Schlüsselstellung in der globalen Zirkulation der Ozeane ein, da hier durch den Austausch mit der Atmosphäre Wassermassen gebildet werden, die wesentlich zum Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW) beitragen, eine der beiden Hauptquellen des Tiefenwassers im Weltozean (Swift et al. 1980). Als Hauptverbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik spielt die Grönlandsee eine wichtige Rolle in diesem System der Wechselbeziehungen zwischen Zirkulation und Klima (Olbers 1988). Auch die Wechselbeziehung zwischen Tiefenwassererneuerung und Zirkulationsmuster ist von großer Bedeutung für das globale Zirkulationssystem. Heute ist die Grönlandsee eine der aktivsten Regionen der Tiefenwassererneuerung im Europäischen Nordmeer und reguliert den Wärme- und Gasaustausch zwischen dem tiefen Ozean und der Atmosphäre (Rudels et al. 1989). Die in der Grönlandsee gebildeten intermediären Wassermassen strömen als Zwischenwasser durch die Dänemarkstraße und tragen zur Bildung des Nordatlantischen Tiefenwassers bei (Aagaard et al. 1985), welches in eine weltweite Strömung eintritt und den Wärme- und Salzaustausch zwischen den Wassermassen der Weltmeere ("Nordic heat pump") ermöglicht.

Würde sich die Atmosphäre über der Grönlandsee erwärmen, so würde das Schmelzen von Festlandeis der umliegenden Regionen und des Meereises zu einer drastischen Abnahme im Salzgehalt der Oberflächenwassermassen der Grönlandsee führen und die Schichtung in der Wassersäule stabilisieren. Dieser Abbruch in der Tiefenwassererneuerung über eine längere Zeitspanne könnte das Strömungsmuster in den Ozeanen beeinflussen und aufgrund des veränderten Wärmeaustausches mit der Atmosphäre zu weitreichenden Klimaveränderungen in der Zukunft führen. Die Anfälligkeit dieses Systems ist einer der Gründe für die abrupten Klimaschwankungen während des letzten Eiszeitzyklus. So kam es in der Vergangenheit immer wieder zu solchen drastischen Veränderungen in der paläoklimatischen und -ozeanographischen Entwicklung des Europäischen Nordmeeres.

Aufgrund dieser Sonderstellung war das Europäische Nordmeer Gegenstand intensiver wissenschaftlicher Untersuchungen. Besonders die Norwegensee zeichnet sich durch ein dichtes Netz an Sedimentbeprobungen aus (Holtedahl 1959, Kellogg 1976, Kellogg 1980, Jansen et al. 1983, Henrich et al. 1989a, Baumann & Matthiessen 1992, Henrich 1992, Koç Karpuz & Jansen 1992). Untersuchungen haben gezeigt, daß Schwankungen in den sedimentologischen und geochemischen Sedimenteigenschaften drastische Klimaveränderungen abbilden und zur Rekonstruktion der Paläozeanographie und des Paläoklimas beitragen können. Von besonderer Bedeutung für die Tiefenwasserbildung ist die Oberflächenzirkulation, die stark abhängig ist von Eisbedeckung und Schmelzwassereinfluß. In Zeiten extremer Abschmelzphasen sind deutlich erhöhte Gehalte an eistransportiertem Material im

Sediment zu finden (Henrich et al. 1989a, Bischof 1991, Baumann et al. im Druck). Anhand der Verteilungsmuster von Karbonat (Kellogg 1975, Kellogg 1980, Henrich et al. 1989a, Henrich 1992, Baumann et al. 1993) läßt sich die quartäre Oberflächenzirkulation rekonstruieren. Auch Änderungen in der Sauerstoffisotopenzusammensetzung von Foraminiferen reflektieren den Wechsel in der Paläozirkulation (Vogelsang 1990, Sarnthein et al. 1992, Weinelt 1993).

In der Grönlandsee dagegen wurden aufgrund der heute vorherrschenden Eisbedeckung nur wenige Untersuchungen durchgeführt (Kellogg 1975, Kellogg 1976). Saisonale Veränderungen in der Eisbedeckung und ihre Verschiebung in Zeit und Raum hinterlassen markante Muster in den Sauerstoffisotopenkurven und beeinflussen den Karbonat- und Terrigeneintrag im Sediment.

Diese Arbeit stellt eine umfangreiche Untersuchung an Sedimentmaterial aus der Grönlandsee dar, die Aufschluß über die Unterschiede zwischen östlichem und westlichem Europäischen Nordmeer geben soll. Mit Hilfe von geochemischen und sedimentologischen Daten werden die paläozeanographischen Verhältnisse in diesem Gebiet während der letzten 340.000 Jahre rekonstruiert. Parameter wie Korngrößenverteilung, Karbonatgehalt, Terrigen- und Biogenezusammensetzung der Sedimente werden als Signalträger für Klimaveränderungen benutzt. Zur stratigraphischen Einstufung werden Sauerstoffisotopendaten hinzugezogen. Neben der paläozeanographischen Rekonstruktion in Hinsicht auf Eisbedeckung und dem Einfluß warmer atlantischer Wassermassen, wird vor allem die komplizierte Oberflächen- und Tiefenzirkulation in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre gedeutet. Besonderes Augenmerk wird auf die Tiefenwassererneuerung in diesem Gebiet gelegt, sowie deren Abbild im Sediment, um zeitliche Abschnitte intensiver Bildung von Tiefenwasser in der Grönlandsee zu charakterisieren. Die wichtigsten Fragen zur Rekonstruktion der paläozeanographischen Entwicklung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre, die in dieser Arbeit beantwortet werden, sind:

- in welchen Zeitabschnitten fand Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre statt, und welches Signal hinterlassen solche Wassermassen im Sediment, anhand derer sie in der Sedimentsäule zu erkennen sind?
- wie wirkt sich die Eisbedeckung und Schmelzwassereinträge auf die Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee sowie die Oberflächen- und Tiefenzirkulation aus?

2. DAS EUROPÄISCHE NORDMEER

2.1. Bathymetrie

Die Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres spielt eine wichtige Rolle in der Zirkulation der Wassermassen. Besonders die Beziehung von morphologischen Strukturen untereinander und zu angrenzenden ozeanischen Regionen sind ein wichtiger Faktor in der Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres (Johannessen 1986). Sie steuern und limitieren die Zirkulation der Wassermassen.

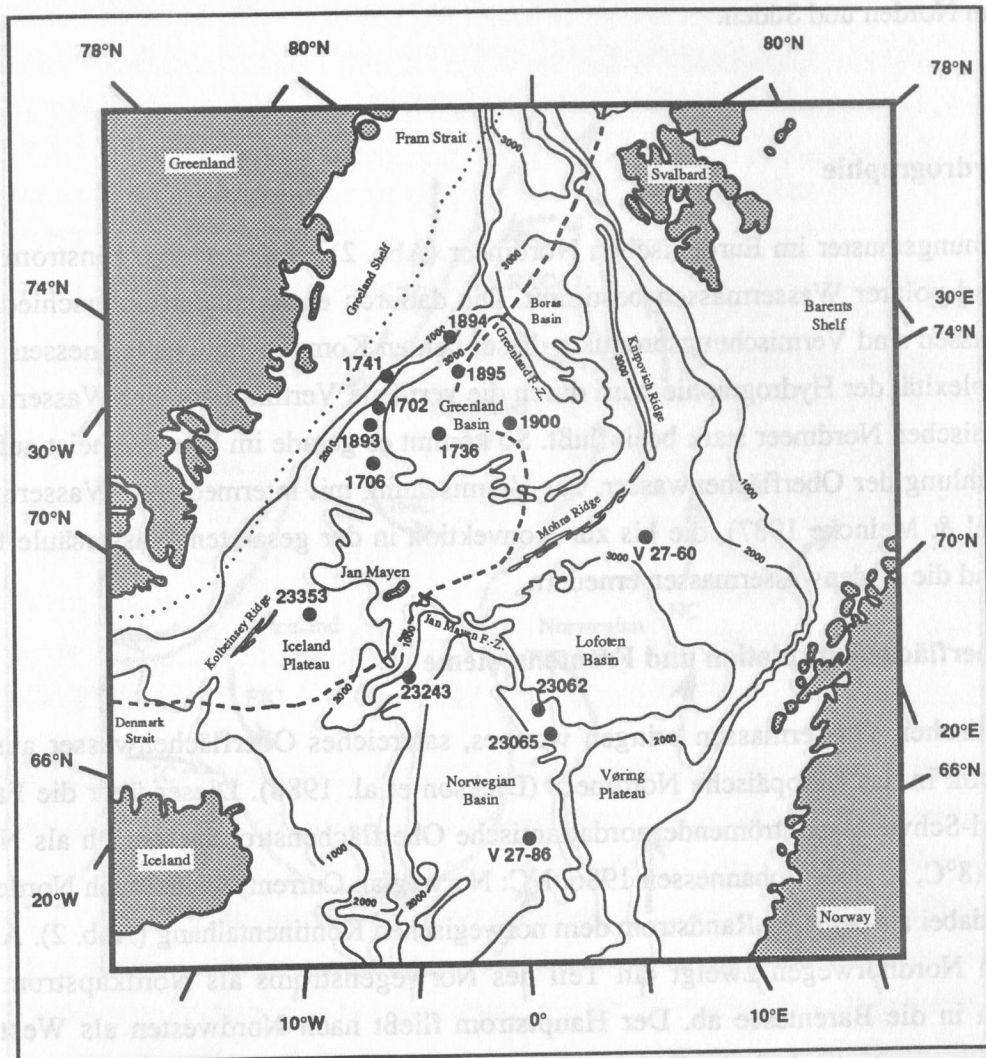


Abb. 1: Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres mit den wichtigsten morphologischen Einheiten. Tiefenangabe in Metern. Lage der Kernstationen des bearbeiteten Sedimentmaterials in der Grönlandsee (siehe auch Tab. 3a im Kap. 3.1.), sowie Lage der Kerne von Jünger (1990), Vogelsang (1990) und Duplessy et al. (1988 b) (siehe auch Tab. 3b im Kap. 3.1.). Gestrichelte Linie markiert die mittlere Ausbreitung der Eisgrenze im September, die gepunktete Linie im März (modifiziert nach Vinje 1977, Gascard et al. 1988).

Fig. 1: Bathymetric map of the Norwegian-Greenland Sea with the most important morphological units showing the location of the cores used in this study as well as the position of cores from Jünger (1990), Vogelsang (1990) and Duplessy et al. (1988 b)(see also table 3 a). Depth scale is in meters. The dashed line marks the mean extension of the ice-border in September, dotted line in March (modified after Vinje 1977, Gascard et al. 1988).

Die komplexe Bathymetrie im Europäischen Nordmeer (Abb. 1) wird von der plattentektonischen Entwicklung des Nordatlantiks seit dem Tertiär geprägt. Im Norden stellt die Framstraße die einzige tiefere Verbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Weltmeer dar. Die Dänemarkstraße sowie die Island-Färoer-Schottland-Schwelle bilden die südliche Begrenzung des Europäischen Nordmeeres und den Übergang zum Nordatlantik. Ausgedehnte Beckenstrukturen (Boreas-, Grönland-, Lofoten- und Norwegenbecken) und submarine Plateaus (Island- und Vøringplateau) werden durch das komplexe mittelatlantische Rückensystem (Kolbeinsey-, Mohs- und Knipovitchrücken) voneinander getrennt. Junge vulkanische Transformstörungen (Grönland- und Jan Mayenbruchzone) begrenzen die Grönlandsee im Norden und Süden.

2.2. Hydrographie

Das Strömungsmuster im Europäischen Nordmeer (Abb. 2) wird von dem Einstrom atlantischer und polarer Wassermassen bestimmt. Die dadurch entstehenden unterschiedlichen Wassermassen sind Vermischungsprodukte dieser beiden Komponenten (Johannessen 1986). Die Komplexität der Hydrographie wird durch die vertikale Vermischung der Wassermassen im Europäischen Nordmeer stark beeinflusst. So kommt es gerade im Winter, meist aufgrund von Abkühlung der Oberflächenwasser, zur Vermischung mit intermediären Wassermassen (Quadfasel & Meincke 1987), die bis zur Konvektion in der gesamten Wassersäule führen können und die Bodenwassermassen erneuern.

2.2.1. Oberflächenzirkulation und Frontensysteme

Die atlantischen Wassermassen bringen warmes, salzreiches Oberflächenwasser aus dem Nordatlantik in das Europäische Nordmeer (Dickson et al. 1988). Dieser über die Färoer-Schottland-Schwelle einströmende nordatlantische Oberflächenstrom setzt sich als Norwegenstrom (8°C , 35,3 ‰; Johannessen 1986, NC: Norwegian Current) weiter nach Norden fort und folgt dabei als östlicher Randstrom dem norwegischen Kontinentallhang (Abb. 2). Auf der Höhe von Nordnorwegen zweigt ein Teil des Norwegenstroms als Nordkapstrom nach Nordosten in die Barentssee ab. Der Hauptstrom fließt nach Nordwesten als Westspitzbergenstrom durch die östliche Framstraße (Bourke et al. 1987). Auf dem Weg dorthin kommt es zum Wärmeverlust und damit drastischer Abkühlung der Wassermassen (Johannessen 1986), die ein Abtauchen der atlantischen Wassermassen unter die polaren Oberflächenwässer bewirken (Aagaard et al. 1987). Es kommt zur erneuten Teilung der Oberflächenströme. Als subpolares Zwischenwasser (0°C , 34,9-35,0 ‰; Hopkins 1991) strömt ein Teil nach Norden durch die Framstraße und bringt relativ warmes, salzreiches Wasser in den Arktischen Ozean. Die nach Westen auf 300 m abgesunkenen Wassermassen

(Paquette et al. 1985, Quadfasel et al. 1987) schichten sich als intermediärer Atlantischer Rückstrom (0,5-3°C, 34,9-35 ‰; Paquette et al. 1985, RAC: Return Atlantic Current) unter die aus dem Arktischen Ozean einströmenden kalten polaren Wassermassen des Ostgrönlandstromes.

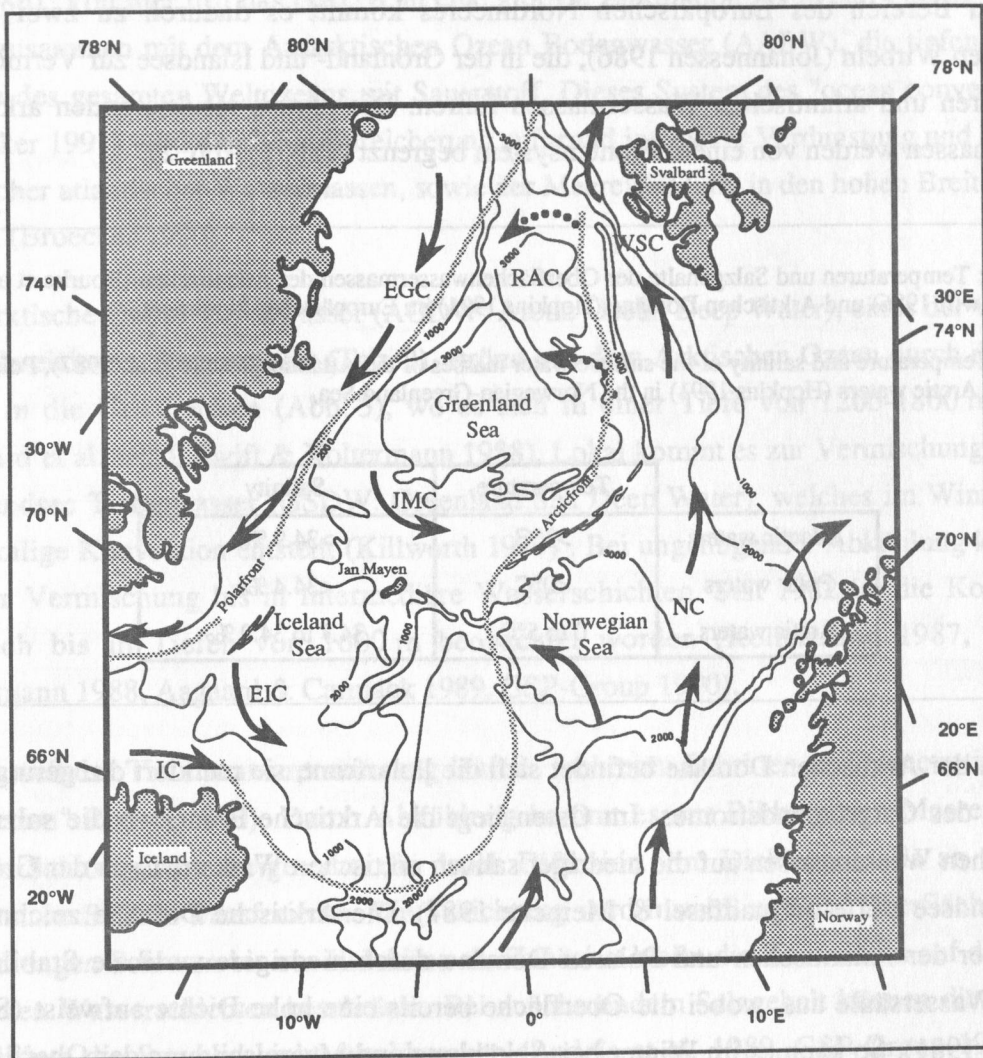


Abb. 2: Rezente Oberflächenzirkulation und Lage der hydrographischen Fronten im Europäischen Nordmeer (modifiziert nach Paquette et al. 1985, Johannessen 1986, Bourke et al. 1987, Dickson et al. 1988). Gepunktete Pfeile stehen für intermediäre Strömungen. Die grauen Linien zeigen die Lage der Polarfront und der Arktischen Front an. Die in der Karte verwendeten Abkürzungen werden im Text erklärt.

Fig. 2: Recent surface circulation and position of the hydrographic front systems in the Norwegian-Greenland Sea (modified after Paquette et al. 1985, Johannessen 1986, Bourke et al. 1987, Dickson et al. 1988). Dotted arrows show intermediate currents. The gray lines mark the position of the Polar- and Arctic Front. The abbreviations used in the figure are explained in the text.

Der westliche Teil des Europäischen Nordmeeres wird von kalten, salzarmen Wassermassen des Arktischen Ozeans, die durch die westliche Framstraße einströmen, geprägt. Diese mit Packeis bedeckten polaren Wassermassen des Ostgrönlandstromes (-1°C , 33 ‰; Hopkins 1991, EGC: East Greenland Current) strömen über den grönländischen Schelf in einer Tiefe von maximal 200 m (Bourke et al. 1987) nach Süden und fließen durch die Dänemarkstraße in den Nordatlantik ab (Swift 1986). Nördlich von Jan Mayen steuert der Jan Mayenstrom (JMC: Jan Mayen Current) die kalten polaren Wassermassen des Ostgrönlandstromes nach Osten in den Grönlandseewirbel. Auch im Süden der Islandsee transportiert der Ostislandstrom (EIC: East Icelandic Current) kalte Wassermassen weit nach Osten (Swift 1986). Im zentralen Bereich des Europäischen Nordmeeres kommt es dadurch zu zwei großen zyklonalen Wirbeln (Johannessen 1986), die in der Grönland- und Islandsee zur Vermischung der polaren und atlantischen Wassermassen führen. Die daraus resultierenden arktischen Wassermassen werden von einem Frontensystem begrenzt (Tab. 1, Abb. 2).

Tabelle 1: Temperaturen und Salzgehalte der Oberflächenwassermassen der Atlantischen (Bourke et al. 1987), Polaren (Swift 1986) und Arktischen Domäne (Hopkins 1991) im Europäischen Nordmeer.

Table 1: Temperature and salinity of the surface water masses of the Atlantic (Bourke et al. 1987), Polar (Swift 1986) and Arctic waters (Hopkins 1991) in the Norwegian-Greenland Sea.

	Temperature	Salinity
Atlantic waters	$>3^{\circ}\text{C}$	$>34.9\text{ ‰}$
Polar waters	$<0^{\circ}\text{C}$	$<34.4\text{ ‰}$
Arctic waters	0 to 5°C	34.7 to 34.9 ‰

Westlich der Arktischen Domäne befindet sich die Polarfront, sie markiert die geringe Ausbreitung des Ostgrönlandstromes. Im Osten liegt die Arktische Front, wo die salzreichen atlantischen Wassermassen auf die niedriger salinen arktischen Wassermassen der Grönland- und Islandsee treffen (Quadfasel & Meincke 1987). Die Arktische Domäne zeichnet sich gegenüber der Atlantischen und Polaren Domäne durch niedrigere vertikale Stabilität der oberen Wassersäule aus, wobei die Oberfläche bereits eine hohe Dichte aufweist (Swift & Aagaard 1981). So kann es im Winter bei Abkühlung und Meereisbildung der Oberfläche zu relativ dichten Wassermassen kommen, die zum Austausch mit intermediären und tiefen Schichten führen (Hopkins 1991). Während des Sommers dagegen können in der Grönland- und Islandsee die Temperaturen an der Oberfläche bis $+3^{\circ}\text{C}$ ansteigen. Zusätzlich kann durch das Schmelzen von Meereis der Salzgehalt auf 29 ‰ absinken (Koltermann 1987) und zu stabiler Schichtung der Wassersäule führen.

2.2.2. Verteilung der Tiefenwassermassen im Europäischen Nordmeer

Die Grönland- und Islandsee sind aufgrund ihrer Lage zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik und der hier stattfindenden Vermischung polarer und atlantischer Wassermassen die wichtigsten Regionen der Tiefenwassererneuerung im Europäischen Nordmeer. Die entstehenden Zwischen- und Tiefenwassermassen fließen durch die Dänemarkstraße und über die Island-Schottland-Schwelle in den Nordatlantik und bilden mit den Tiefenwassermassen aus der Labradorsee und dem absinkenden Oberflächenwasser des Nordatlantiks das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW: North Atlantic Deep Water) (Swift et al. 1983, Gordon 1986). Von hier tritt das NADW in eine globale Zirkulation bis in den Pazifik und versorgt, zusammen mit dem Antarktischen Ozean Bodenwasser (AABW), die tiefen Wassermassen des gesamten Weltozeans mit Sauerstoff. Dieses System des "ocean conveyor belt" (Broecker 1991) wird durch Salzanreicherung aufgrund intensiver Verdunstung und Einstrom salzreicher atlantischer Wassermassen, sowie der Meereisbildung in den hohen Breiten, angetrieben (Broecker 1990).

Das Arktische Ozean Tiefenwasser (AODW: Arctic Ocean Deep Water), eines der wärmsten und salzreichsten Tiefenwasser (Tab. 2), strömt aus dem Arktischen Ozean durch die Framstraße in die Grönlandsee (Abb. 3), wo es sich in einer Tiefe von 1200-1800 m verteilt (Aagaard et al. 1985, Swift & Koltermann 1988). Lokal kommt es zur Vermischung mit dem Grönlandsee Tiefenwasser (GSDW: Greenland Sea Deep Water), welches im Winter durch kleinskalige Konvektion entsteht (Killworth 1979). Bei ungenügender Abkühlung kommt es nur zur Vermischung bis in intermediäre Wasserschichten. Seit 1982 ist die Konvektion lediglich bis in Tiefen von 1600 m beobachtet worden (Koltermann 1987, Swift & Koltermann 1988, Aagaard & Carmack 1989, GSP-Group 1990).

Der Prozeß der Tiefenwassererneuerung läuft in mehreren Schritten ab ("penetrative plume convection" Rudels 1990). Durch Abkühlung kommt es zur Bildung von Meereis. Dabei werden Salztröpfchen freigesetzt, die durch Diffusion ihre Dichteanomalie an die oberflächennahe Schicht transferieren. Die Schichtung wird instabil und das Oberflächenwasser sinkt in engen Schloten bis zur Halokline ab. Zunächst bleibt die Konvektion auf die oberen salzarmen Wasserschichten beschränkt. Bei zunehmendem Salzgehalt können die Konvektionsschlote die Sprungschicht durchbrechen (Rudels et al. 1989, GSP-Group 1990). Das aufsteigende wärmere Tiefenwasser erreicht dann die Wasseroberfläche und führt zum Schmelzen von Meereis. Durch das Schmelzwasser nimmt der Salzgehalt der Oberflächenwassermassen ab und der Prozeß der Abkühlung, Meereisbildung und Konvektion beginnt von neuem (Rudels 1990).

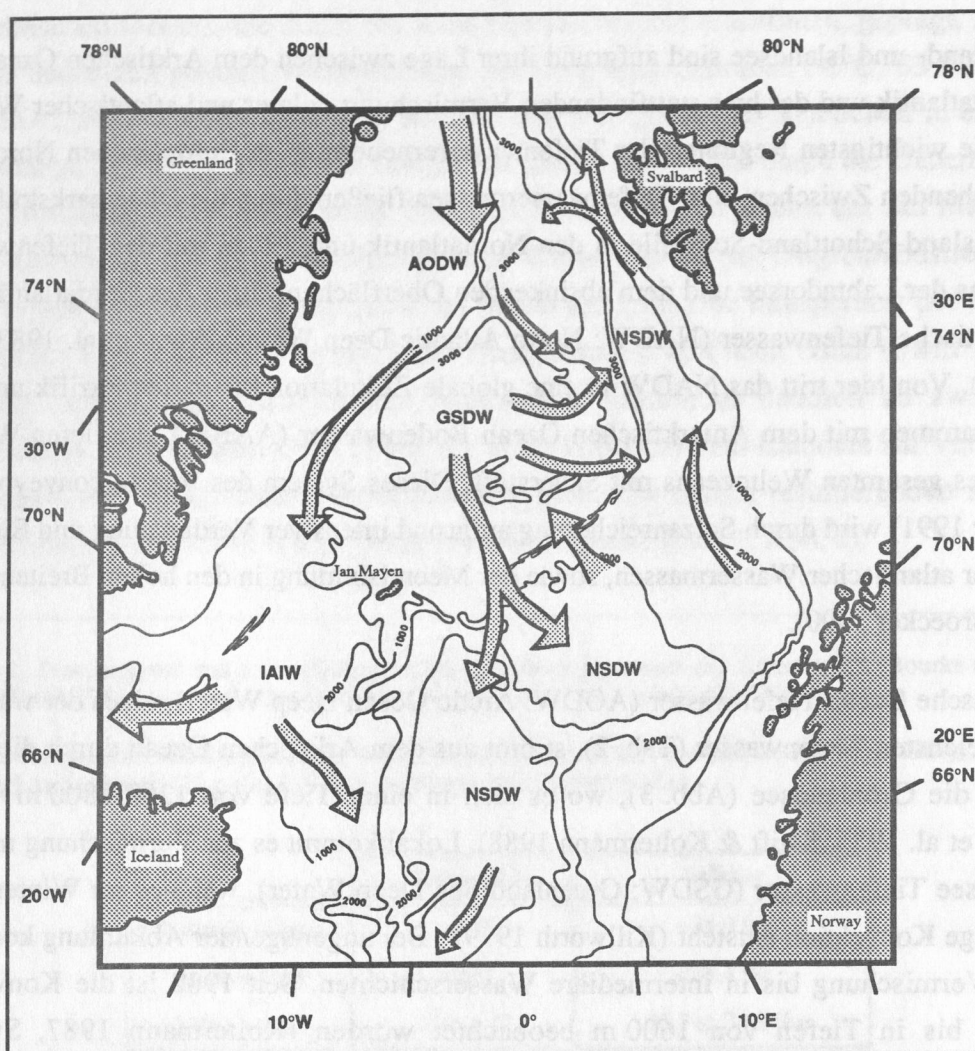


Abb. 3: Tiefenwasserzirkulation und -verteilung im Europäischen Nordmeer (modifiziert nach Swift & Aagaard 1981, Aagaard et al. 1985, Koltermann 1987, Clarke et al. 1990, Aagaard et al. 1991). Die in der Karte verwendeten Abkürzungen werden im Text erklärt.

Fig. 3: Deep water circulation and -distribution in the Norwegian-Greenland Sea (modified after Swift & Aagaard 1981, Aagaard et al. 1985, Koltermann 1987, Clarke et al. 1990, Aagaard et al. 1991). The abbreviations used in the figure are explained in the text.

In der Norwegensee verhindert rezent eine geschichtete Wassersäule den Austausch der Oberflächenwassermassen mit den tiefen Wasserschichten. Nur Zwischenwassermassen aus dem Bereich der Barentssee können sich mit den Tiefenwassermassen der Norwegensee vermischen (Quadfasel et al. 1987). Norwegensee Tiefenwasser (NSDW: Norwegian Sea Deep Water) wird sowohl in der Grönlandsee, als auch in der Framstraße und Islandsee gebildet (Aagaard et al. 1991). Das aus der Framstraße einströmende AODW vermischt sich in der Grönlandsee mit dem dort gebildeten GSDW. Die entstehende intermediäre Wassermasse (NSDW) fließt durch Bereiche des Mohnsrückens und der Jan Mayenbruchzone in das

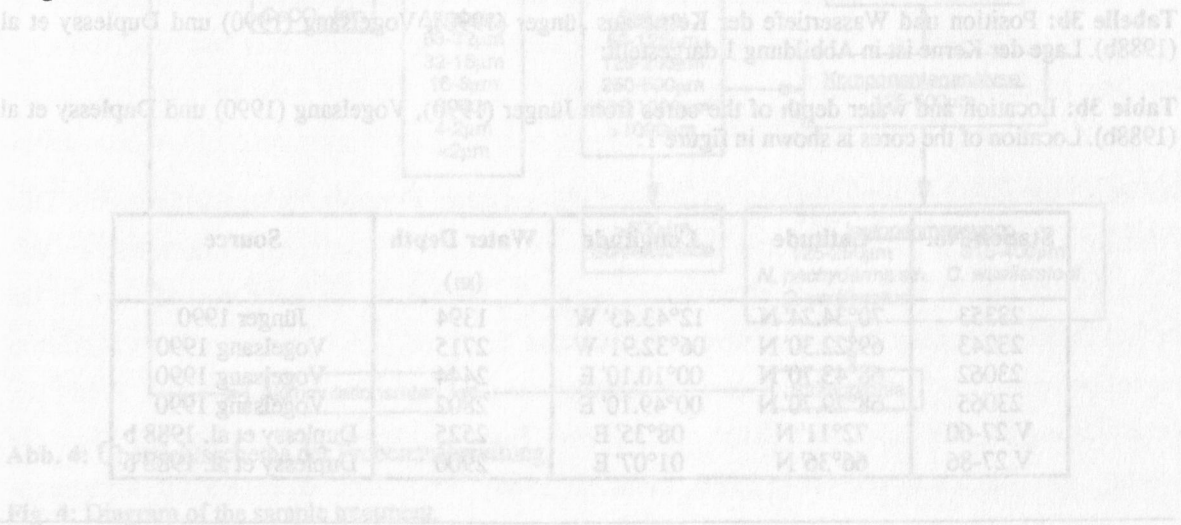
Lofoten- und Norwegenbecken (Koltermann 1987, Clarke et al. 1990). Von der Norwegensee kann es dann zum episodischen Ausstrom von NSDW über die Island-Færoer-Schottland-Schwelle in den Nordatlantik kommen (Swift & Aagaard 1981, Clarke et al. 1990).

Tabelle 2: Temperaturen und Salzgehalte der Tiefenwassermassen im Europäischen Nordmeer. Arktisches Ozean Tiefenwasser: AODW (Hopkins 1991), Grönlandsee Tiefenwasser: GSDW (Swift 1986), Norwegensee Tiefenwasser: NSDW (Swift & Koltermann 1988), isländisches Arktisches Zwischenwasser: IAIW (Swift & Aagaard 1981).

Table 2: Temperature and salinity of the deep waters in the Norwegian-Greenland Sea. Arctic Ocean Deep Water: AODW (Hopkins 1991), Greenland Sea Deep Water: GSDW (Swift 1986), Norwegian Sea Deep Water: NSDW (Swift & Koltermann 1988), Iceland Arctic Intermediate Waters: IAIW (Swift & Aagaard 1981).

Deep Water	Temperature	Salinity
AODW	-0.5 to -0.8°C	34.93 to 34.95 ‰
GSDW	-1.1 to -1.3°C	34.88 to 34.90 ‰
NSDW	-1.05°C	34.91 ‰
IAIW	1 to 2°C	34.7 to 34.9 ‰

In der Framstraße liegen die Wassermassen des AODW und GSDW so dicht zusammen, daß es zur Vermischung der beiden Wassermassen in der nördlichen Grönlandsee kommt, wobei NSDW gebildet wird (Aagaard et al. 1991). Das AODW ist nicht nur auf die Grönlandsee beschränkt, es strömt weiter nach Süden über die Jan Mayen-Grönland-Schwelle in die westliche Islandsee. Lokal vermischt es sich mit dem isländischen Arktischen Zwischenwasser (IAIW: Iceland Arctic Intermediate Waters) (Malmberg 1983, Smethie et al. 1986, Aagaard et al. 1987, Swift & Koltermann 1988). Das IAIW entsteht ähnlich wie das GSDW durch kleinskalige Konvektion. Aus der Islandsee strömt das IAIW durch die Dänemarkstraße in den Nordatlantik; es die Hauptwassermasse, die zur Bildung von NADW beiträgt (Swift & Aagaard 1981, Clarke et al. 1990).



3. METHODIK

Um die Rekonstruktion der paläozeanographischen Entwicklung der Grönlandsee zu ermöglichen, mußte eine ausreichende Datengrundlage geschaffen werden. Dazu wurden verschiedene methodische Ansätze verfolgt.

3.1. Probenmaterial

Die Sedimentkerne wurde auf den Ausfahrten der "Polarstern" ARK V/3a (Freiwald et al. unveröff. Daten), ARK VI/2 (Krause et al. 1991) und ARK VII/1 (Thiede & Hempel 1991) genommen.

Tabelle 3a: Position, Wassertiefe und Kerngewinn der bearbeiteten Kerne aus der Grönlandsee (AWI: Alfred-Wegener-Institut, GKG: Großkastengreifer, KAL: Kastenlot, SL: Schwerelot).

Table 3a: Location, water depth and core recovery of the sampled sediments in the Greenland Sea (AWI: Alfred-Wegener-Institut, GKG: Boxcorer, KAL: Kastencorer, SL: Pistoncorer).

Core-No. (AWI)	Cruise	Sampling Device	Latitude (N)	Longitude (W)	Water Depth (m)	Core Recovery (cm)
1702-1	ARK V/3a	GKG	74°59.9'	09°46.5'	3223	33
1706-1	ARK V/3a	GKG	74°13.8'	10°02.3'	3158	45
1736-1	ARK VI/2	GKG	74°19.7'	05°10.9'	3460	38
1736-3	ARK VI/2	KAL	74°19.7'	05°10.9'	3460	547
1741-3	ARK VI/2	GKG	75°18.4'	10°58.8'	2041	34
1893-1	ARK VII/1	GKG	74°52.06'	10°06.57'	3245	29
1894-7	ARK VII/1	GKG	75°48.83'	08°15.48'	1992	38
1895-9	ARK VII/1	GKG	75°24.80'	07°18.60'	3358	38
1900-6	ARK VII/1	SL	74°31.70'	02°20.27'	3538	455
1900-7	ARK VII/1	GKG	74°31.68'	02°20.12'	3538	50

Tabelle 3b: Position und Wassertiefe der Kerne aus Jünger (1990), Vogelsang (1990) und Duplessy et al. (1988b). Lage der Kerne ist in Abbildung 1 dargestellt:

Table 3b: Location and water depth of the cores from Jünger (1990), Vogelsang (1990) und Duplessy et al. (1988b). Location of the cores is shown in figure 1:

Station-No.	Latitude	Longitude	Water Depth (m)	Source
23353	70°34.24' N	12°43.43' W	1394	Jünger 1990
23243	69°22.30' N	06°32.91' W	2715	Vogelsang 1990
23062	68°43.70' N	00°10.10' E	2444	Vogelsang 1990
23065	68°29.70' N	00°49.10' E	2802	Vogelsang 1990
V 27-60	72°11' N	08°35' E	2525	Duplessy et al. 1988 b
V 27-86	66°36' N	01°07' E	2900	Duplessy et al. 1988 b

Die Lage der untersuchten Kerne ist der Abb. 1 und Tab. 3a zu entnehmen. Für eine gute zeitliche Auflösung wurden zwei lange Sedimentkerne aus der Grönlandsee beprobt. Zusätzlich wurden Großkastengreifer (GKG) mit einbezogen, um eine ungestörte Sedimentoberfläche und größere räumliche Auflösung zu erhalten.

Die Kerne wurden bereits an Bord beschrieben und fotografiert. Die Originalkernbeschreibungen sind in den jeweiligen Fahrtberichten zu finden (Krause et al. 1991, Thiede & Hempel 1991). Für die Radiographien wurden 0,8 cm dicke Sedimentpräparate an Bord entnommen und später im Geologisch-Paläontologischen Institut in Kiel weiterbearbeitet. An den Kernen wurden im Abstand von 10 cm Proben (10 cm^3) zur Bestimmung der Feucht- und Trockenraumgewichte an Bord genommen und später in Kiel ausgewertet (Tab. A-5). Bei den Ausfahrten ARK V/3a und ARK VI/2 wurden Sedimentscheiben von 2 cm Dicke in Entnahmeintervallen von 4 cm und für ARK VII/1, im Intervall von 5 cm, 1 cm dicke Scheiben, bereits an Bord entnommen. Das Schwerelot wurde an Bord nur geöffnet und beschrieben, während die Probenentnahme erst am GEOMAR in Kiel erfolgte. Das Kernmaterial wurde in 1 cm dicken Scheiben in Abständen von 5 cm entnommen.

3.2. Probenaufbereitung

Die Aufbereitung des Sedimentmaterials im Labor ist in Abb. 4 dargestellt.

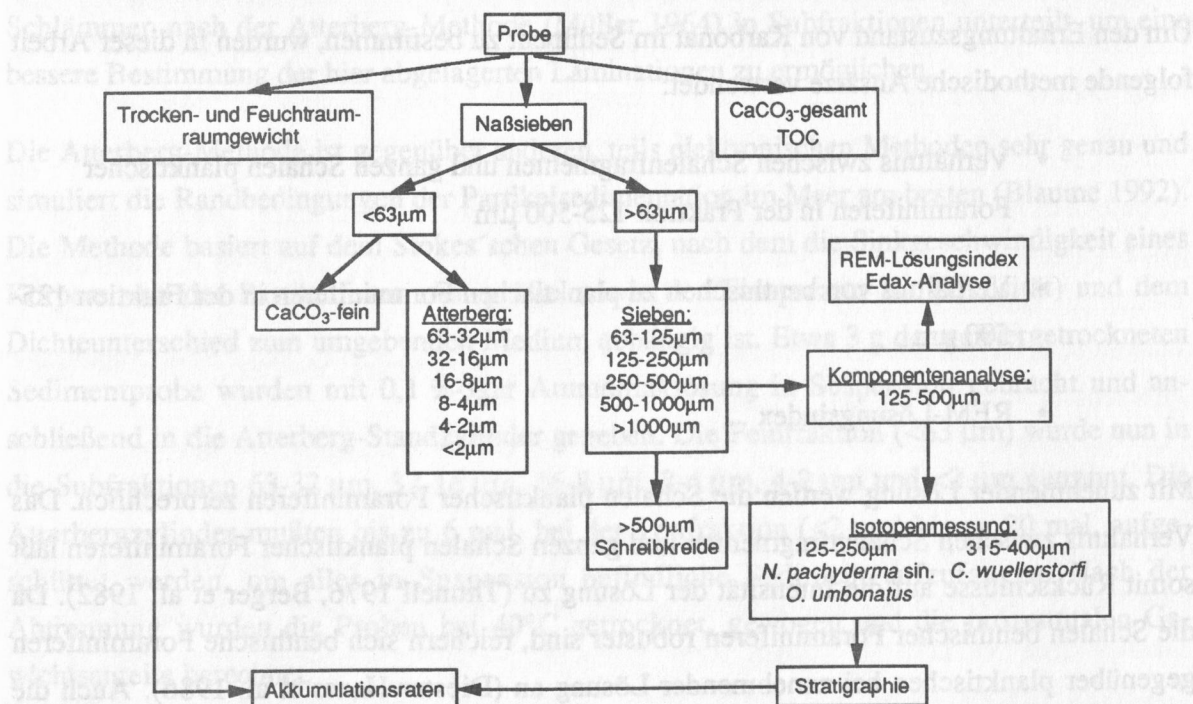


Abb. 4: Übersichtsschema der Probenaufbereitung

Fig. 4: Diagram of the sample treatment.

3.2.1. Bestimmung des Gehaltes an Karbonat und organischem Kohlenstoff (TOC)

Der Karbonat- und TOC-Gehalt des Gesamtsediments und der Feinfraktion wurden mit Hilfe eines LECO CS-125 Infrarot Analysator am GEOMAR bestimmt. Für die Messungen wurden 30-40 mg des getrockneten, homogenisierten Sediments in einen Tiegel eingewogen. Um den gesamten Kohlenstoff (TC) und TOC-Gehalt des Sedimentmaterials zu ermitteln, werden die Proben in einem Induktionsofen verbrannt. Das freiwerdende CO₂ wird dann in einer Kohlenstoff-Infrarotzelle gemessen. Zur Bestimmung des TOC-Gehaltes wurde die Probe mit 0,25 n HCL versetzt und bei 40°C getrocknet, um das Karbonat in den Proben wegzulösen. Der Karbonatgehalt wird dann aus dem TC und TOC-Gehalt wie folgt berechnet:

$$\text{CaCO}_3 \text{ (Gew.-%)} = [\text{TC (Gew.-%)} - \text{TOC (Gew.-%)}] * 8,3$$

Die Meßgenauigkeit liegt für die Ermittlung von Karbonat bei 2,9 %, für niedrige TOC-Gehalte (0,1 bis 0,5 Gew.-%) bei etwa 5,4 bis 7,3 % relativ (Wolf 1991).

3.2.2. Karbonaterhaltung und -lösung im Sediment

Die Karbonatkonzentration im Sediment wird von mehreren unterschiedlichen Mechanismen gesteuert. Neben den Schwankungen in der Produktion von Karbonat und Verdünnungseffekten aufgrund des Eintrags terrigenen Materials spielt die Lösung von Karbonat in der Wassersäule und im Sediment eine wichtige Rolle.

Um den Erhaltungszustand von Karbonat im Sediment zu bestimmen, wurden in dieser Arbeit folgende methodische Ansätze verwendet:

- Verhältnis zwischen Schalenfragmenten und ganzen Schalen planktischer Foraminiferen in der Fraktion 125-500 µm
- Verhältnis von benthischen zu planktischen Foraminiferen in der Fraktion 125-500 µm
- REM-Lösungsindex

Mit zunehmender Lösung werden die Schalen planktischer Foraminiferen zerbrechlich. Das Verhältnis zwischen Schalenfragmenten und ganzen Schalen planktischer Foraminiferen läßt somit Rückschlüsse auf die Intensität der Lösung zu (Thunell 1976, Berger et al. 1982). Da die Schalen benthischer Foraminiferen robuster sind, reichern sich benthische Foraminiferen gegenüber planktischen bei zunehmender Lösung an (Diester-Haass et al. 1986). Auch die Veränderung in der Schalenstruktur planktischer Foraminiferen gibt Aufschluß über die Lösung von Karbonat (Henrich 1986, Henrich 1989). Mit Hilfe eines Rasterelektronen-

mikroskopes (REM) am GEOMAR konnten detaillierte Aufnahmen von Foraminiferengehäusen gemacht und an ihnen die Intensität der Lösung bestimmt und mittels numerischer Lösungsindizes klassifiziert werden. Dazu werden bis zu 40 Exemplare auf einen REM-Objektträger gebracht und mit einer Gold-Palladiumlegierung bedampft. Der Korrosionszustand der Probe wird dann aus den unterschiedlichen Lösungsstufen der einzelnen Individuen in der Probe errechnet (siehe Meggers & Henrich eingereicht).

3.2.3. Korngrößenverteilung

Etwa 100 cm³ des feuchten Sedimentmaterials wurden für die Bestimmung der Korngrößenverteilung zunächst gefriergetrocknet, gewogen und mit deionisierten Wasser in Grob- und Feinfraktion aufgetrennt.

Die **Grobfraktion** (>63 µm) wurde bei 40°C getrocknet, gewogen und in fünf Subfraktionen unterteilt. Dazu wurde die trockene Probe mit einem Siebsatz (Sonic Sifter) in die Fraktionen 63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm, 500-1000 µm und >1000 µm getrennt. Das Gewicht der einzelnen Subfraktionen wurde bestimmt und in prozentuale Gewichtsanteile umgerechnet (Tab. A-2).

Die **Feinfraktion** (<63 µm) wurde aufgefangen und mit MgCl ausgefällt, gewaschen, zentrifugiert und gefriergetrocknet, um für längere Lagerung haltbar zu sein. Nur für den Sedimentabschnitt 197 bis 285 cm des Kerns 1736 wurde die Feinfraktion nochmals durch Schlämmen nach der Atterberg-Methode (Müller 1964) in Subfraktionen unterteilt, um eine bessere Bestimmung der hier abgelagerten Laminationen zu ermöglichen.

Die Atterberg-Methode ist gegenüber anderen, teils elektronischen Methoden sehr genau und simuliert die Randbedingungen der Partikelsedimentation im Meer am besten (Blaume 1992). Die Methode basiert auf dem Stokes'schen Gesetz, nach dem die Sinkgeschwindigkeit eines Körpers von der Partikelform und -größe, sowie der Temperatur (= Viskosität) und dem Dichteunterschied zum umgebenden Medium abhängig ist. Etwa 3 g der gefriergetrockneten Sedimentprobe wurden mit 0,1 %-iger Ammoniaklösung in Suspension gebracht und anschließend in die Atterberg-Standzylinder gegeben. Die Feinfraktion (<63 µm) wurde nun in die Subfraktionen 63-32 µm, 32-16 µm, 16-8 µm, 8-4 µm, 4-2 µm und <2 µm getrennt. Die Atterbergzylinder mußten bis zu 6 mal, bei der Tonfraktion (<2 µm) bis zu 20 mal, aufgeschüttet werden, um alles in Suspension befindliche Sediment aufzufangen. Nach der Abtrennung wurden die Proben bei 40°C getrocknet, gewogen und die prozentualen Gewichtsanteile berechnet.

3.2.4. Komponentenanalyse

In dieser Untersuchung wurden die Fraktionen 125-250 μm und 250-500 μm zusammengefaßt, bevor sie ausgezählt wurden. Die quantitative Auswertung der Grobfraktion wird bei Sarnthein (1971) ausführlich beschrieben. Die **Fraktion 125-500 μm** wurde ausgewählt, da Sie die Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung am besten wiedergibt (siehe Henrich et al. 1989a) und Vergleichsmöglichkeiten zu anderen Untersuchungsdaten zuläßt. 19 Komponenten konnten unter einem Binokular bestimmt werden und sind in Tab. A-3 aufgeführt. Zur einfacheren Darstellung wurden sie später in zwei Gruppen zusammengefaßt (Terrigen- und Biogenanteil). Da bestimmte Arten benthischer (*Cibicidoides wuellerstorfi*, *Siphotextularia rolshauseni*) und planktischer Foraminiferen (*Neogloboquadrina pachyderma* sinistral und Subpolarfauna) als Anzeiger für paläozeanographische und -klimatische Veränderungen verwendet werden können, wurden diese Arten getrennt ausgezählt (Tab. A-3).

Die statistische Auswertung der Proben erfolgte mit Hilfe der Auszählmethode "FOCOS" (Weinholz 1987), die gegenüber der Methode nach Sarnthein (1971) den Vorteil hat, daß das Erreichen einer statistisch ausreichenden Anzahl an Partikeln angegeben wird, und daher in diesem Fall nur 300 bis 400 Partikel in den Proben ausgezählt werden mußten. Nach Sarnthein (1971) würde die statistische Relevanz bei 500 bis 600 Partikeln liegen.

Die **Fraktion >500 μm** wurde nur semiquantitativ auf das Vorkommen von Schreibkreidefragmenten untersucht. Dabei wurde nur unterschieden, ob Schreibkreidefragmente, die als ein Anzeiger für die Richtung von Eisdriftströmen benutzt werden können (siehe Kap. 5.5.), auftreten oder nicht.

An einigen ausgewählten Proben, die besonders viele Aggregate enthielten, wurde eine energiedispersive Röntgenanalyse (**Edax**) am Rasterelektronenmikroskop (REM) im Geologisch-Paläontologischen Institut in Kiel durchgeführt. Die semiquantitative Elementanalyse diente zur Bestimmung der Elementzusammensetzung der Aggregate, um etwaige Entstehungsmechanismen deuten zu können. Dazu wurden die Partikel auf einen REM-Objektträger gebracht und mit Kohlenstoff bedampft.

3.2.5. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

Für die Messungen stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurde die planktische Foraminifere *N. pachyderma* sin. ausgewählt, die rezent wie auch fossil am häufigsten in der Grönlandsee vorkommt. Neben dem globalen Sauerstoffisotopensignal werden die Sauerstoffisotopenwerte nur durch lokale Temperatur- und Salinitätseffekte verändert (Kellogg et al. 1978). Desweiteren wurden stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an den benthischen Foraminiferen *C. wuellerstorfi* und *Oridorsalis umbonatus* gemessen. *O. umbo-*

natus ist als einzige benthische Art durchgehend in der Grönlandsee vorhanden, während *C. wuellerstorfi* nur in bestimmten Kernabschnitten zu finden ist. Zur Messung wurden aus der Fraktion 125-250 µm jeweils 20 bis 25 Exemplare von *N. pachyderma* sin. und *O. umbonatus* ausgelesen, um die Reproduzierbarkeit der Werte zu sichern (vgl. Schiffelbein 1986). In einigen Fällen konnten jedoch nur 4 Individuen ausgelesen werden, die bei größeren Probenabständen, trotz eines größeren statistischen Fehlers, mit zur Auswertung herangezogen wurden. Zur Bestimmung der Isotopenverhältnisse von *C. wuellerstorfi* wurden 10 Individuen aus der Fraktion 315-400 µm ausgelesen. Bei etwa einem Viertel der Proben lag die Anzahl der Exemplare unter 6 Individuen. Nach Boyle (1984) werden für eine statistisch reproduzierbare Isotopenmessung mindestens 6 Individuen benötigt. Auch hier wurden nach Abwägung eventueller Fehler die Daten mit in die Kurvendarstellung einbezogen.

Vor der Messung wurden die Foraminiferengehäuse zerbrochen, um etwaige Sedimentfüllungen freizusetzen. Danach wurden die Proben etwa 15 s mit Methanol im Ultraschall-Bad gereinigt und anschließend bei 40°C getrocknet. Im ^{14}C -Labor der Universität Kiel wurden die Proben an einem Finnigan-MAT 251 Massenspektrometer gemessen. Die Reproduzierbarkeit liegt für die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse bei 0,08 ‰ und für $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei 0,05 ‰ (Jünger & Erlenkeuser eingereicht).

Um die Sauerstoffisotopendaten der benthischen Foraminiferen untereinander vergleichen zu können, muß eine artspezifische Korrektur vorgenommen werden, die üblicherweise auf die endobenthische Art *Uvigerina peregrina* bezogen wird. Für *C. wuellerstorfi* liegt der Korrekturfaktor bei +0,64 ‰ und für *O. umbonatus* bei +0,36 ‰ (Duplessy et al. 1984). Die Kohlenstoffisotopenwerte der beiden Arten lassen sich nicht vergleichen, da *C. wuellerstorfi* zu der epibenthischen Fauna gehört. Ihre $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse spiegeln die $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung des Bodenwassers wider (Zahn et al. 1986, McCorkle et al. 1990). *O. umbonatus* dagegen gehört zur endobenthischen Fauna und zeigt im östlichen Europäischen Nordmeer eine starke Beeinflussung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte durch Porenwässer (Corliss 1985).

3.2.6. Feucht- und Trockenraumgewichte

Die Feucht- und Trockenraumgewichte der Proben wurden anhand des Volumens (10 cm³) und Gewichtes des Sedimentmaterials bestimmt (Holler & Kassens 1988). Daraus ergibt sich für das Feuchtraumgewicht (WBD: wet bulk density) in Abhängigkeit vom Wassergehalt und der Masse des feuchten Sediments:

$$\text{WBD (g/cm}^3\text{)} = \text{Gewicht}_{\text{Sediment naß}} / \text{Volumen}_{\text{naß}}$$

und für das Trockenraumgewicht (DBD: dry bulk density):

$$\text{DBD (g/cm}^3\text{)} = \text{Gewicht}_{\text{Sediment trocken}} / \text{Volumen}_{\text{naß}}$$

Die Trockenraumgewichte von den Kernen der ARK VII/1 wurden aus Kassens (in Vorbereitung) übernommen.

3.2.7. Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die Berechnung von linearen Sedimentationsraten (LSR) erfordert die Festlegung von Altersfixpunkten über den gesamten Sedimentkern. Eine graphische Interpolation des Zeitraumes zwischen den Altern geht von einer konstanten Sedimentationsrate zwischen den Fixpunkten aus. Entsprechend ungenau sind die berechneten Alter und Sedimentationsraten zwischen den Fixpunkten. Da mit zunehmender Kernteufe die Kompaktion zunimmt, kommt eine weitere Ungenauigkeit hinzu.

Die Akkumulationsraten (AR) dagegen berücksichtigen neben der Sedimentationsgeschwindigkeit noch das Trockenraumgewicht des Gesamtsediments und damit die Kompaktion des Sediments. Dabei wird voraus gesetzt, daß der Porenraum vollständig mit Wasser gefüllt ist und diagenetische Effekte vernachlässigt werden können (van Andel et al. 1975, Thiede et al. 1986).

$$\text{AR (g ky}^{-1}\text{ cm}^{-2}\text{)} = \text{LSR (cm/ky)} * \text{DBD (g/cm}^3\text{)}$$

4. VARIABILITÄT DER SIGNALTRÄGER IN DEN SEDIMENTEN DER GROßKASTENGREIFER (GKG)

4.1. Stratigraphie vom letzten Glazialen Maximum (LGM) bis zum Holozän

Das letzte Glaziale Maximum (LGM) dauerte von 18.000 bis 14.800 ^{14}C -Alter Jahren vor heute (J.v.h.) (Weinelt 1993) und charakterisiert die jüngste Vereisungsphase. Als Termination I wird der abrupte Klimawechsel vom letzten Glazialen Maximum zum heutigen Interglazial bezeichnet (Broecker & van Donk 1970). In der Sauerstoffisotopenkurve ist dieser Umschwung durch einen Wechsel von hohen zu niedrigen Werten gekennzeichnet. In den Kohlenstoffisotopenkurven folgt auf das glaziale Maximum generell ein $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum (Vogelsang 1990). In den GKG-Profilen aus der Grönlandsee konnte eine weitere Unterteilung der Termination I, wie bei Duplessy et al. (1981) und Mix & Fairbanks (1985), nicht vorgenommen werden, was wahrscheinlich auf der geringen stratigraphischen Auflösung in Folge der niedrigen Sedimentationsraten beruht.

Wegen des geringen Gehalts an planktischen Foraminiferen konnte eine absolute Alterseinstufung der GKG-Profile mit Hilfe der ^{14}C -Datierung nicht durchgeführt werden. In den Sedimenten der GKG-Kerne 1736-1, 1741-3, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 zeichnet sich das LGM durch hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse von 4,3 bis 4,6 ‰ ab (Abb. 5). Zur Festlegung des Beginns der Termination I wurde der abrupte Wechsel von hohen Sauerstoffisotopenverhältnissen (4,5 ‰) zu niedrigen Werten benutzt, um eine zeitliche Korrelation der GKG-Kerne zu erhalten (Abb. 5). Zur weiteren Überprüfung der Stadiengrenze 2/1 wurde das Vorkommen der benthischen Foraminifere *S. roslahauseni* untersucht, die als markante Leitform für das Sauerstoffisotopenstadium 2 verwendet wird (Struck & Nees 1991, Struck 1992). Das Ende der Termination I ist nur in den $\delta^{13}\text{C}$ -Profilen zu erkennen. Das deutliche Einsetzen erhöhter Kohlenstoffisotopenwerte (0,6 ‰) nach dem $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum (0 ‰) während der Termination charakterisiert das Ende der Termination I. Auch hier wurde das Vorkommen einer benthischen Foraminiferenart zur Absicherung der Grenze benutzt. *C. wuellerstorfi* kommt nach Streeter et al. (1982) und Haake & Pflaumann (1989) hauptsächlich in interglazialen Isotopenstadien, wie 5 und 1, vor und beschreibt in den GKG-Profilen somit das Holozän. Der Beginn der Termination I wurde mit 14.900 ^{14}C -Alter J.v.h. (Vogelsang 1990) festgelegt, das Ende mit 9.000 ^{14}C -Alter J.v.h. (Sarnthein et al. 1992).

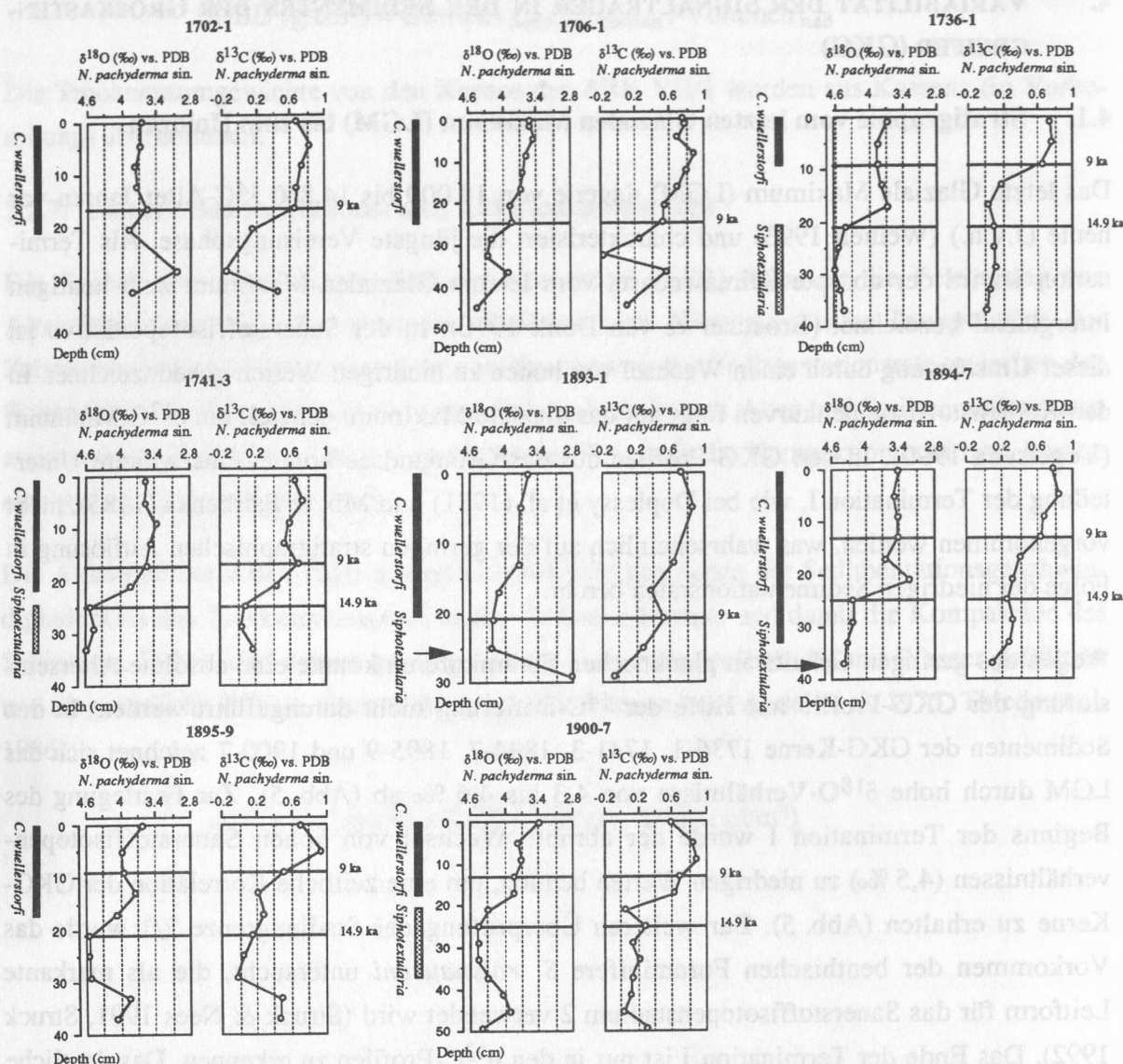


Abb. 5: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte der planktischen Foraminifere *N. pachyderma sin.* der GKG-Kerne 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee. Zur stratigraphischen Einstufung wurde das Auftreten der benthischen Foraminiferen *C. wuellerstorfi* und *S. roshauseri* mit hinzugezogen. Das Ende der Termination I wurde nach Sarnthein et al. (1992) auf 9.000 ^{14}C -Alter J.v.h. und der Beginn nach Vogelsang (1990) auf 14.900 ^{14}C -Alter J.v.h. festgelegt.

Fig. 5: Oxygen- and carbon isotope records of the planktonic foraminifera *N. pachyderma sin.* of boxcores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea. To support the stratigraphical correlation the appearance of the benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* and *S. roshauseri* are also shown. The end of Termination I with 9,000 ^{14}C -Age before present (b.p.) was established after Sarnthein et al. (1992), while for the beginning the age of 14,900 ^{14}C -Age b.p. was used (Vogelsang 1990).

Der Sauerstoffisotopenhub an der Termination I beträgt meist um 0,6-0,8 ‰ (im Kern 1741-3 sogar 1 ‰) und ist somit deutlich niedriger als der globale Eiseffekt, der an der Termination I bei 1,1 ‰ bis 1,45 ‰ liegt (Duplessy et al. 1984, Shackleton et al. 1984, Chappell & Shackleton 1986, Labeyrie et al. 1987, Vogelsang 1990). Nach Beginn der Termination tritt

das bei Vogelsang (1990) beschriebene $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum (0 ‰) auf. Ihm folgt dann ein Anstieg in den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, der das Ende der Termination beschreibt.

Die holozänen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte steigen in allen Kernen zur Sedimentoberfläche hin auf rezente Werte an, während das $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum (0,8-1,0 ‰) in allen GKG-Kernen kurz unterhalb der Sedimentoberfläche erreicht wird. Ausnahme ist Kern 1706-1, der eine Doppel-Gipfel-Struktur zeigt und ein Maximum schon in größerer Kernteufe (9 cm) besitzt. Anschließend fallen hier die Werte zur Sedimentoberfläche wieder ab.

In keinem der GKG-Profile aus der Grönlandsee ist eine deutliche Unterteilung der Termination I in mehrere Abschnitte wie in der Norwegensee (Vogelsang 1990, Köhler 1992) zu erkennen. Rezent liegen die Oberflächenwerte in der Grönlandsee bei 3,5-3,7 ‰ für $\delta^{18}\text{O}$ und bei 0,6-0,8 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$ und sind damit um 1,2 ‰ bzw. 0,2 ‰ höher als rezente $\delta^{18}\text{O}$ - bzw. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Norwegensee.

Die GKG-Kerne aus dem Becken (1736-1 und 1900-7) zeigen dabei die höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der Sedimentoberfläche (0,8 ‰), zum Kontinentalhang fallen die Oberflächenwerte auf 0,6 ‰ ab. Bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen ist ein solcher E-W Gradient nicht zu erkennen.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *O. umbonatus* zeigen ähnlich den Sauerstoffisotopen planktischer Foraminiferen nur den Einsatz der Termination I (Abb. 6) und fallen anschließend zu niedrigen Werten ab. Der Sauerstoffisotopenhub am letzten Glazial/Interglazial-Übergang beträgt ähnlich wie bei den planktischen Foraminiferen 0,6 ‰. Nur im Kern 1900-7 sind keine Unterschiede in den Isotopenkurven der benthischen Foraminifere zwischen Beginn und Ende der Termination zu sehen (siehe auch Kap. 5.1.). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Profile von *O. umbonatus* zeigen in einigen Kernen (1894-7, 1895-9, 1900-7) ein $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum kurz vor Beginn des Substadiums 2.2 (Abb. 6). Zum Anstieg in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten kommt es während der Termination I. Im Unterschied zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Profilen planktischer Foraminiferen erreichen die Kohlenstoffisotope von *O. umbonatus* ihre Maximalwerte direkt an der Sedimentoberfläche (-0,5 ‰).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *C. wuellerstorfi* weisen kaum Schwankungen auf (Abb. 6) und lassen dadurch eine genaue Beschreibung der Termination I nicht zu. Zu Beginn der Termination I sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte meist niedriger als am Ende; eine befriedigende Erklärung dafür konnte nicht gefunden werden. Ein ähnliches Verhalten wie die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zeigen auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *C. wuellerstorfi*, so daß die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope zur stratigraphischen Einstufung in der Grönlandsee nicht herangezogen werden können

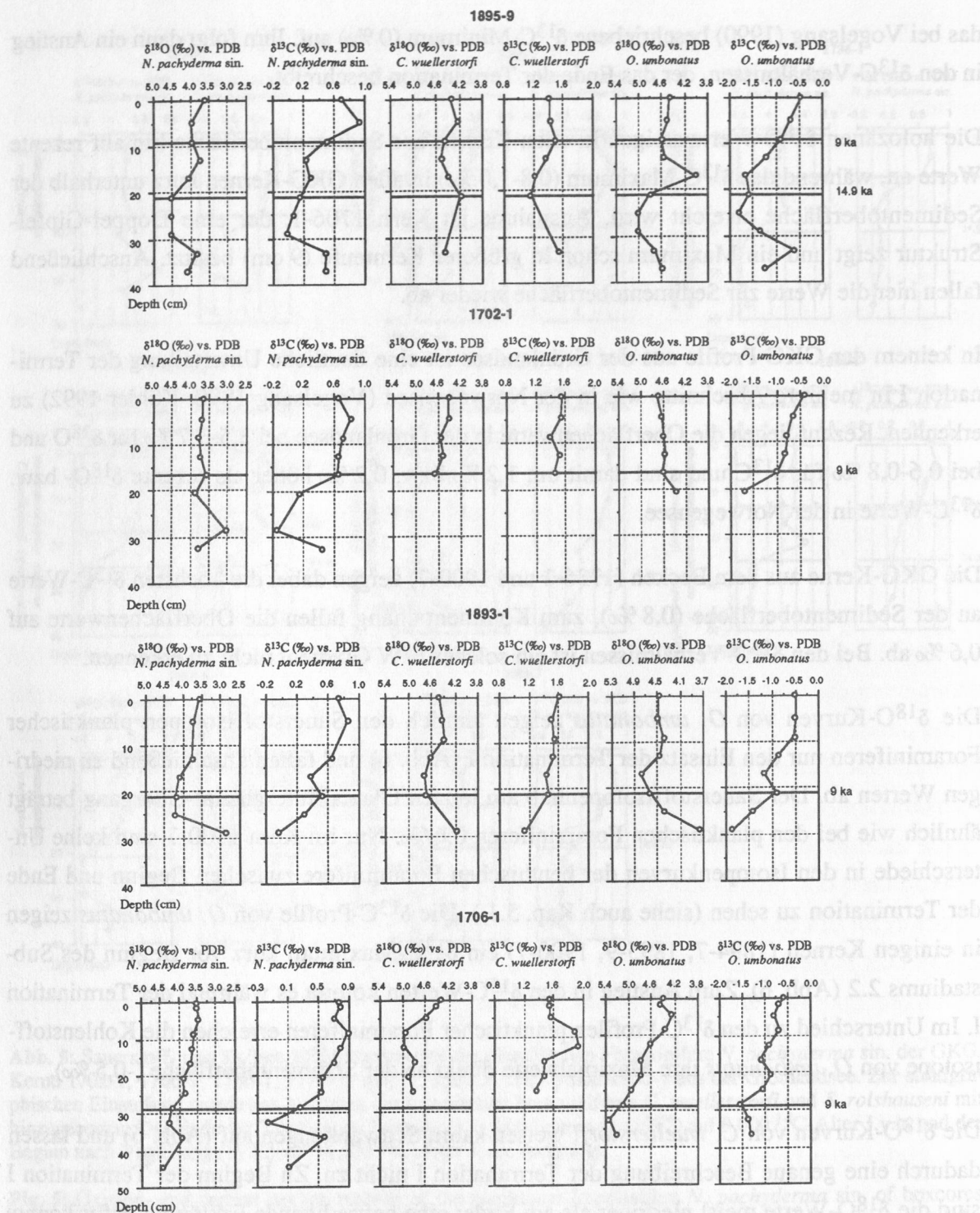


Abb. 6: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte der planktischen und benthischen Foraminiferen *N. pachyderma* sin., *O. umbonatus* und *C. wuellerstorfi* der GKG-Kerne 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee. Die benthischen Sauerstoffisotopenwerte wurden für *O. umbonatus* um +0,36 ‰ und für *C. wuellerstorfi* um +0,64 ‰ nach der artspezifischen Abweichung von der Isotopenzusammensetzung des örtlichen Bodenwassers korrigiert (siehe Kap. 3.2.5.).

Fig. 6: Oxygen- and carbon isotope records of the planktonic and benthic foraminifera *N. pachyderma* sin., *O. umbonatus* and *C. wuellerstorfi* from boxcores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea. The benthic oxygen isotope values were corrected by +0.36 ‰ for *O. umbonatus* and by +0.64 ‰ for *C. wuellerstorfi* after the class specific deviation of the isotope ratio from the local bottom water (see chapter 3.2.5.).

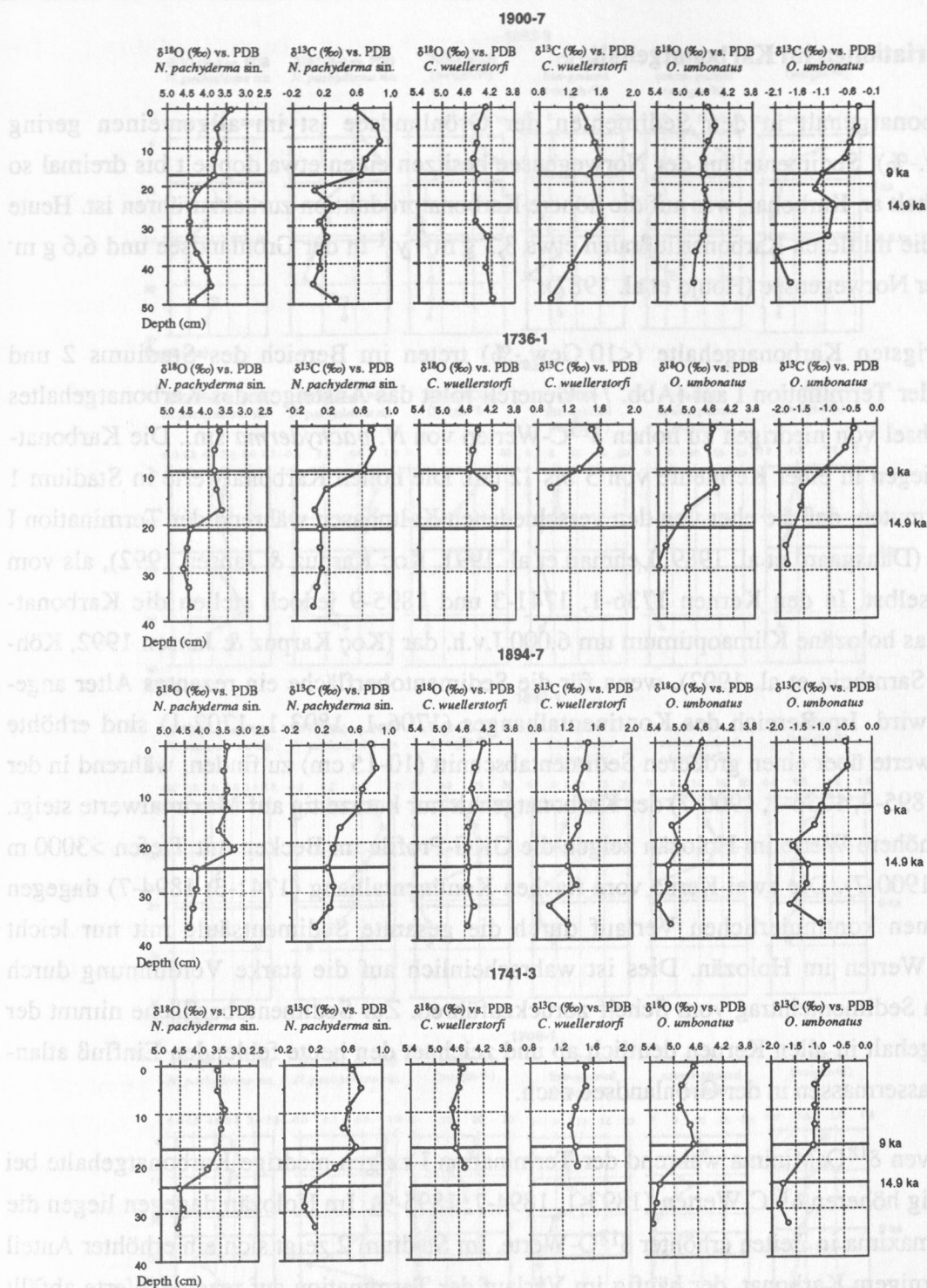


Abb. 6: Fortsetzung

Fig. 6: continued

Die rezenten $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse von *O. umbonatus* liegen zwischen 4,4 und 4,6 ‰ mit den niedrigsten Werten am Kontinentalhang (1895-9, 1893-1, 1706-1). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *O. umbonatus* zeigen entgegen den planktischen Foraminiferen an der Sedimentoberfläche keinen E-W Gradienten.

4.2. Variationen im Karbonatgehalt

Der Karbonatgehalt in den Sedimenten der Grönlandsee ist im allgemeinen gering (<25 Gew.-%). Sedimente aus der Norwegensee besitzen einen etwa doppelt bis dreimal so hohen Gehalt an Karbonat, was auf die höhere Karbonatproduktion zurückzuführen ist. Heute betragen die mittleren Karbonatflußraten etwa $3,3 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ in der Grönlandsee und $6,6 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ in der Norwegensee (Honjo et al. 1987).

Die niedrigsten Karbonatgehalte (<10 Gew.-%) treten im Bereich des Stadiums 2 und während der Termination I auf (Abb. 7). Generell folgt das Ansteigen des Karbonatgehaltes dem Wechsel von niedrigen zu hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *N. pachyderma* sin.. Die Karbonatmaxima liegen in einer Kernteufe von 5 bis 12 cm. Die hohen Karbonatwerte in Stadium 1 lassen vermuten, daß sie eher von den verschiedenen Kaltphasen während der Termination I herrühren (Dansgaard et al. 1989, Lehman et al. 1991, Koç Karpuz & Jansen 1992), als vom Holozän selbst. In den Kernen 1736-1, 1741-3 und 1895-9 jedoch stellen die Karbonatmaxima das holozäne Klimaoptimum um 6.000 J.v.h. dar (Koç Karpuz & Jansen 1992, Köhler 1992, Sarnthein et al. 1992), wenn für die Sedimentoberfläche ein rezentes Alter angenommen wird. Im Bereich des Kontinentalhangs (1706-1, 1893-1, 1702-1) sind erhöhte Karbonatwerte über einen größeren Sedimentabschnitt (10-15 cm) zu finden, während in der Tiefsee (1895-9, 1736-1, 1900-7) der Karbonatgehalt nur kurzzeitig auf Maximalwerte steigt. Deutlich höhere Werte im Holozän zeigen die GKG-Profile im Becken mit Tiefen >3000 m (1736-1, 1900-7). Die zwei Kerne vom flachen Kontinentalhang (1741-3, 1894-7) dagegen zeigen einen kontinuierlichen Verlauf durch die gesamte Sedimentsäule mit nur leicht erhöhten Werten im Holozän. Dies ist wahrscheinlich auf die starke Verdünnung durch terrigenen Sedimenteintrag vom Schelf zurückzuführen. Zur Sedimentoberfläche nimmt der Karbonatgehalt in allen Kernen deutlich ab und zeichnet den heute fehlenden Einfluß atlantischer Wassermassen in der Grönlandsee nach.

Die relativen $\delta^{18}\text{O}$ -Minima während der Termination I zeigen niedrige Karbonatgehalte bei gleichzeitig höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (1893-1, 1894-7, 1895-9). Im Holozän dagegen liegen die Karbonatmaxima in Zeiten erhöhter $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Im Stadium 2 zeigt sich ein erhöhter Anteil an feinkörnigem Karbonat, der häufig im Verlauf der Termination auf rezente Werte abfällt (Abb. 7). Umgekehrt verhält es sich mit der Karbonatgrobfraktion, die während Stadium 1 meist in der Gesamtkarbonatverteilung dominiert. Die Karbonatfeinfraktion zeigt einen deutlichen E-W Gradienten (Abb. 7) mit hohen Gehalten (5-10 Gew.-%) in der Tiefsee (1736-1 und 1900-7) und niedrigen Gehalten (<5 Gew.-%) am oberen Kontinentalhang (1895-7 und 1741-3). Da aber auch der Gesamtkarbonatgehalt am oberen Hang niedriger ist, ist wohl Verdünnung oder Abtransport der Grund für die unterschiedlichen Werte in der Karbonatkonzentration.

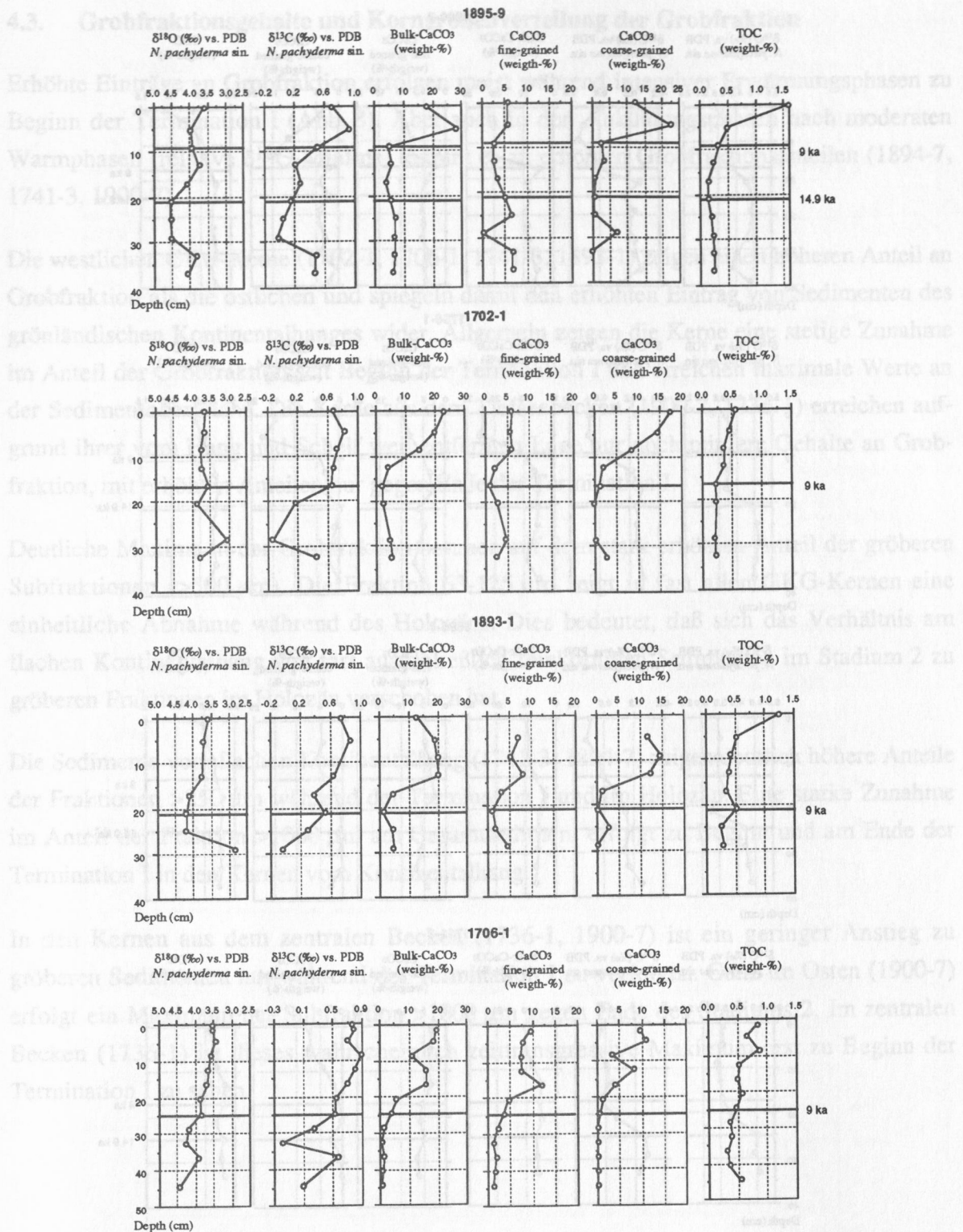


Abb. 7: Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse im Vergleich zu den Gewichtsanteilen des Gesamtkarbonat- und TOC-Gehaltes, sowie der Karbonatfein- und Karbonatgrobfraktion der GKG-Kerne 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee.

Fig. 7: Oxygen- and carbon isotope records in comparison to the weight percentage of the bulk carbonate- and total organic carbon content (TOC), as well as the carbonate fine- and coarse-fraction from boxcores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea.

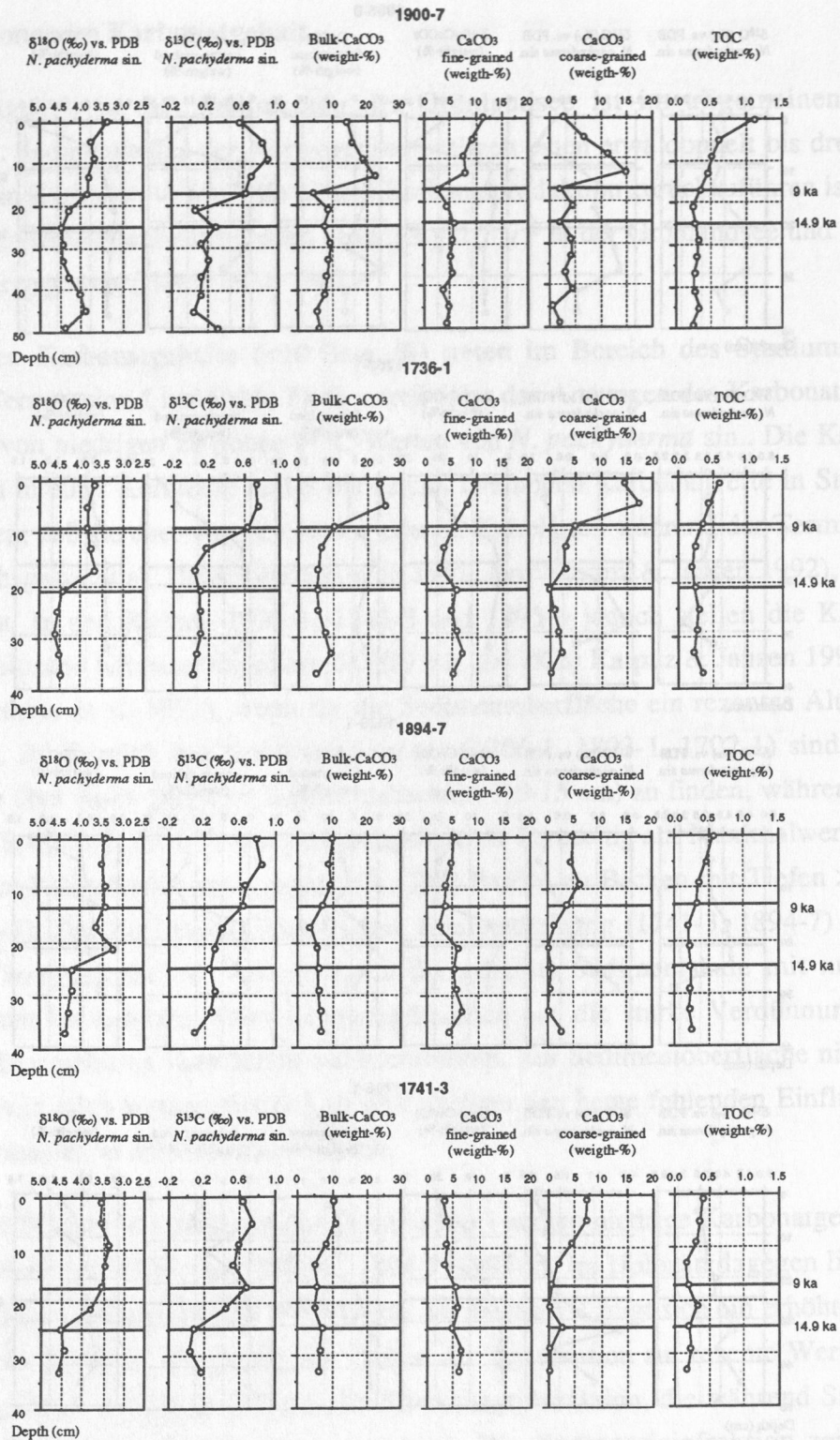


Abb. 7: Fortsetzung

Fig. 7: continued

4.3. Grobfraktionsgehalte und Korngrößenverteilung der Grobfraktion

Erhöhte Einträge an Grobfraktion erfolgen meist während intensiver Erwärmungsphasen zu Beginn der Termination I (Abb. 8). Aber auch in den Abkühlungsphasen nach moderaten Warmphasen (relative $\delta^{18}\text{O}$ -Minima) kommt es zu erhöhten Grobfraktionsanteilen (1894-7, 1741-3, 1900-7).

Die westlichen GKG-Kerne (1702-1, 1706-1, 1741-3, 1893-1) zeigen einen höheren Anteil an Grobfraktion als die östlichen und spiegeln damit den erhöhten Eintrag von Sedimenten des grönländischen Kontinentalhanges wider. Allgemein zeigen die Kerne eine stetige Zunahme im Anteil der Grobfraktion seit Beginn der Termination I und erreichen maximale Werte an der Sedimentoberfläche. Die Kerne aus dem Tiefseebecken (1900-7, 1736-1) erreichen aufgrund ihrer vom Hang und Schelf weit entfernten Lage nur noch mittlere Gehalte an Grobfraktion, mit erhöhten Anteilen nur gegen Ende der Termination I.

Deutliche Maxima in der Grobfraktion beruhen auf dem stark erhöhten Anteil der größeren Subfraktionen ($>500\ \mu\text{m}$). Die Fraktion $63\text{--}125\ \mu\text{m}$ zeigt in fast allen GKG-Kernen eine einheitliche Abnahme während des Holozäns. Dies bedeutet, daß sich das Verhältnis am flachen Kontinentalhang von fast ausschließlich feinkörnigen Sedimenten im Stadium 2 zu größeren Fraktionen im Holozän verschoben hat.

Die Sedimente vom flachen Kontinentalhang (1741-3, 1894-7) zeigen deutlich höhere Anteile der Fraktionen $>250\ \mu\text{m}$ während der Termination I und im Holozän. Eine starke Zunahme im Anteil der Fraktion $>1000\ \mu\text{m}$ am Gesamtsediment erfolgt zu Beginn und am Ende der Termination I in den Kernen vom Kontinentalhang.

In den Kernen aus dem zentralen Becken (1736-1, 1900-7) ist ein geringer Anstieg zu größeren Sedimenten nur während der Termination I zu verfolgen. Ganz im Osten (1900-7) erfolgt ein Maximum der Subfraktion $>1000\ \mu\text{m}$ gegen Ende des Stadiums 2. Im zentralen Becken (1736-1) ist dieses wahrscheinlich zeittransgressive Maximum erst zu Beginn der Termination I zu sehen.

Abb. 8: Gewichtanteile der Grobfraktion ($>63\ \mu\text{m}$) und der Fraktionen $63\text{--}125\ \mu\text{m}$, $125\text{--}250\ \mu\text{m}$, $250\text{--}500\ \mu\text{m}$ und $>1000\ \mu\text{m}$ am Gesamtsediment in den untersuchten GKG-Kernen 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee.

Fig. 8: Weight percentage of the coarse fraction ($>63\ \mu\text{m}$) and of the fractions $63\text{--}125\ \mu\text{m}$, $125\text{--}250\ \mu\text{m}$, $250\text{--}500\ \mu\text{m}$ and $>1000\ \mu\text{m}$ of the bulk sediment from cores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea.

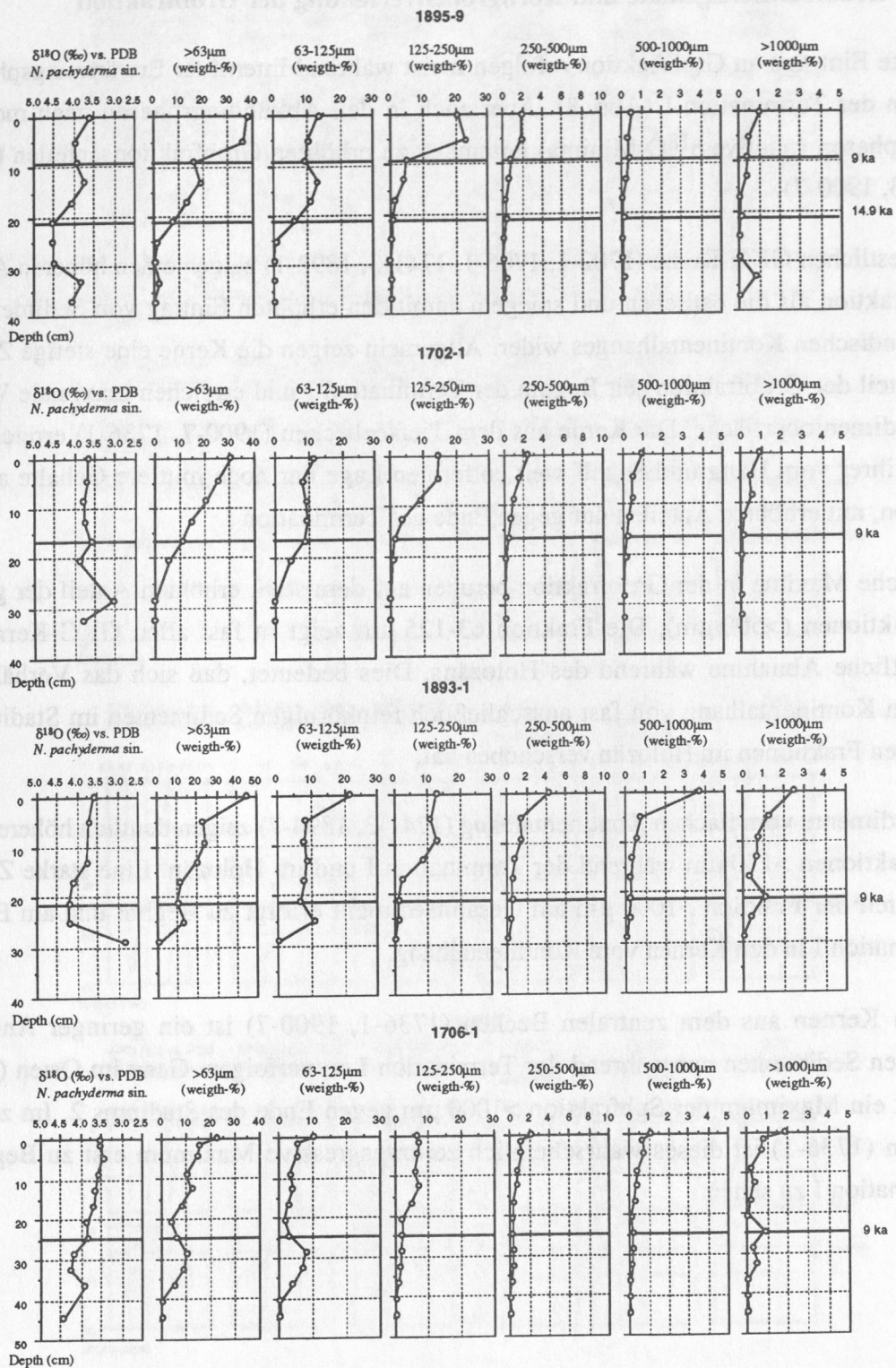


Abb. 8: Gewichtsanteile der Grobfraktion ($>63\mu\text{m}$) und der Fraktionen $63-125\mu\text{m}$, $125-250\mu\text{m}$, $250-500\mu\text{m}$, $500-1000\mu\text{m}$ und $>1000\mu\text{m}$ am Gesamtsediment in den untersuchten GKG-Kernen 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee.

Fig. 8: Weight percentage of the coarse fraction ($>63\mu\text{m}$) and of the fractions $63-125\mu\text{m}$, $125-250\mu\text{m}$, $250-500\mu\text{m}$, $500-1000\mu\text{m}$ and $>1000\mu\text{m}$ of the bulk-sediment from boxcores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea.

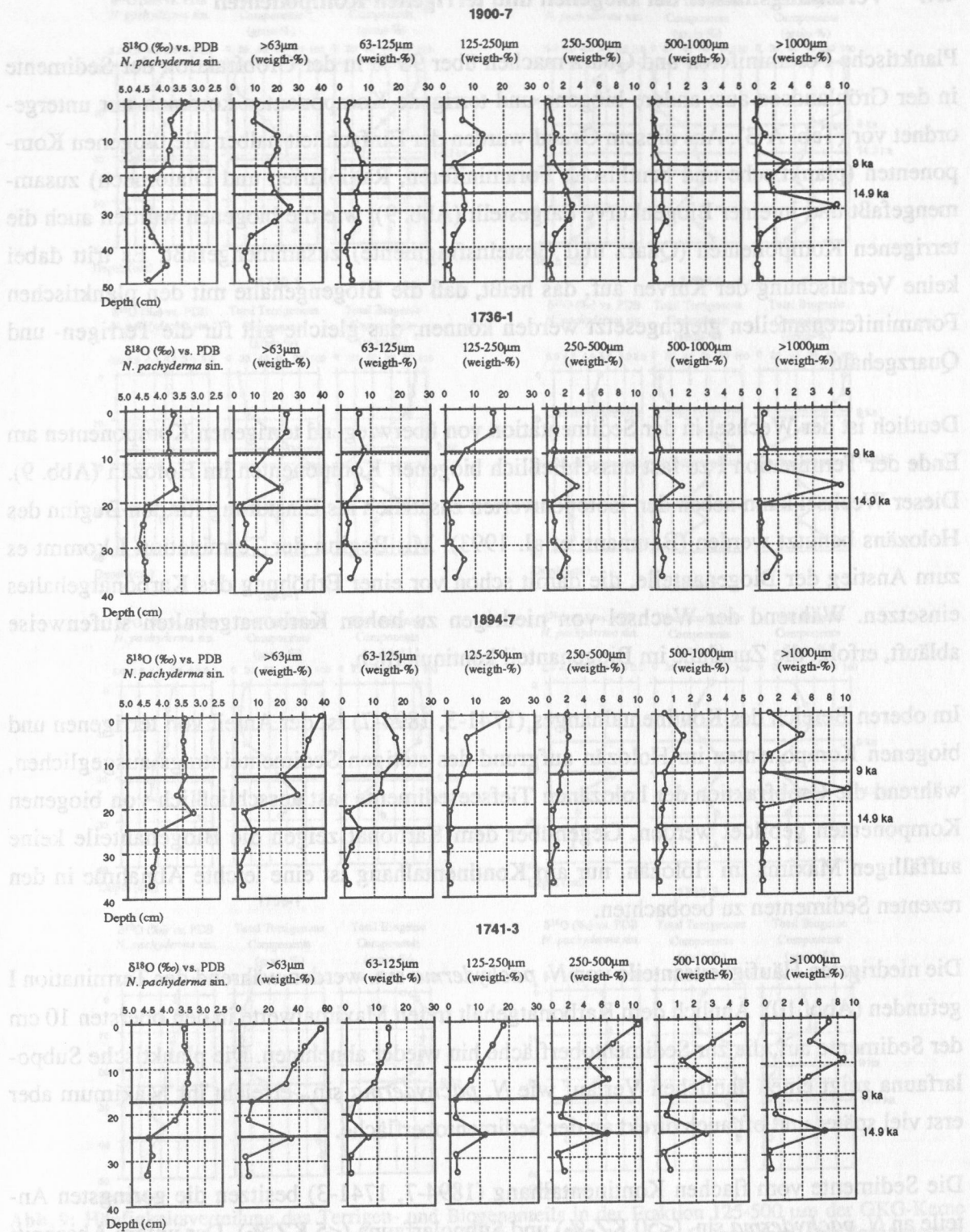


Abb. 8: Fortsetzung

Fig. 8: continued

4.4. Verteilungsmuster der biogenen und terrigenen Komponenten

Planktische Foraminiferen und Quarz machen über 90 % in der Grobfraction der Sedimente in der Grönlandsee aus; andere biogene und terrigene Komponenten kommen nur untergeordnet vor (Tab. A-3). Aus diesem Grund wurden der Einfachheit halber alle biogenen Komponenten (planktische und benthische Foraminiferen, Radiolarien und Diatomeen) zusammengefaßt und in einer Biogenkurve dargestellt (Abb. 9), wie die biogenen wurden auch die terrigenen Komponenten (Quarz und Gesteinsfragmente) zusammengefaßt. Es tritt dabei keine Verfälschung der Kurven auf, das heißt, daß die Biogengehalte mit den planktischen Foraminiferenanteilen gleichgesetzt werden können; das gleiche gilt für die Terrigen- und Quarzgehalte.

Deutlich ist der Wechsel in der Sedimentation von überwiegend terrigenen Komponenten am Ende der Termination I zu fast ausschließlich biogenen Komponenten im Holozän (Abb. 9). Dieser Wechsel kann neben den Isotopenwerten zusätzlich als Einstufung für den Beginn des Holozäns benutzt werden (Baumann et al. 1993). Mit Beginn der Termination I kommt es zum Anstieg der Biogenanteile, die damit schon vor einer Erhöhung des Karbonatgehaltes einsetzen. Während der Wechsel von niedrigen zu hohen Karbonatgehalten stufenweise abläuft, erfolgt die Zunahme im Biogenanteil kontinuierlich.

Im oberen Bereich des Kontinentalhanges (1741-3, 1894-7) ist der Anteil von terrigenen und biogenen Komponenten im Holozän aufgrund des stetigen Sedimenteintrags ausgeglichen, während die Grobfraction der holozänen Tiefseesedimente fast ausschließlich von biogenen Komponenten gebildet werden. Gegenüber dem Karbonat zeigen die Biogenanteile keine auffälligen Maxima im Holozän, nur am Kontinentalhang ist eine leichte Abnahme in den rezenten Sedimenten zu beobachten.

Die niedrigsten Häufigkeitsanteile von *N. pachyderma* sin. werden während der Termination I gefunden (Abb. 10). Ähnlich dem Karbonatgehalt treten Maximalwerte in den obersten 10 cm der Sedimente auf, die zur Sedimentoberfläche hin wieder abnehmen. Die planktische Subpolarfauna zeigt einen ähnlichen Verlauf wie *N. pachyderma* sin., erreicht ihr Maximum aber erst viel später und oft auch direkt an der Sedimentoberfläche.

Die Sedimente vom flachen Kontinentalhang (1894-7, 1741-3) besitzen die geringsten Anteile an *N. pachyderma* sin. (<50 KZ-%) und Subpolarfauna (<5 KZ-%). Der untere Abschnitt des Kontinentalhanges und die Tiefsee dagegen zeigen fast doppelt so hohe Anteile an *N. pachyderma* sin. (80 bis 100 KZ-%). Ursache sind wie schon bei den Karbonatgehalten starke Verdünnungseffekte im oberen Bereich des Kontinentalhanges, die auch in den erhöhten Grobfaktionsgehalten (Abb. 8) zu beobachten sind.

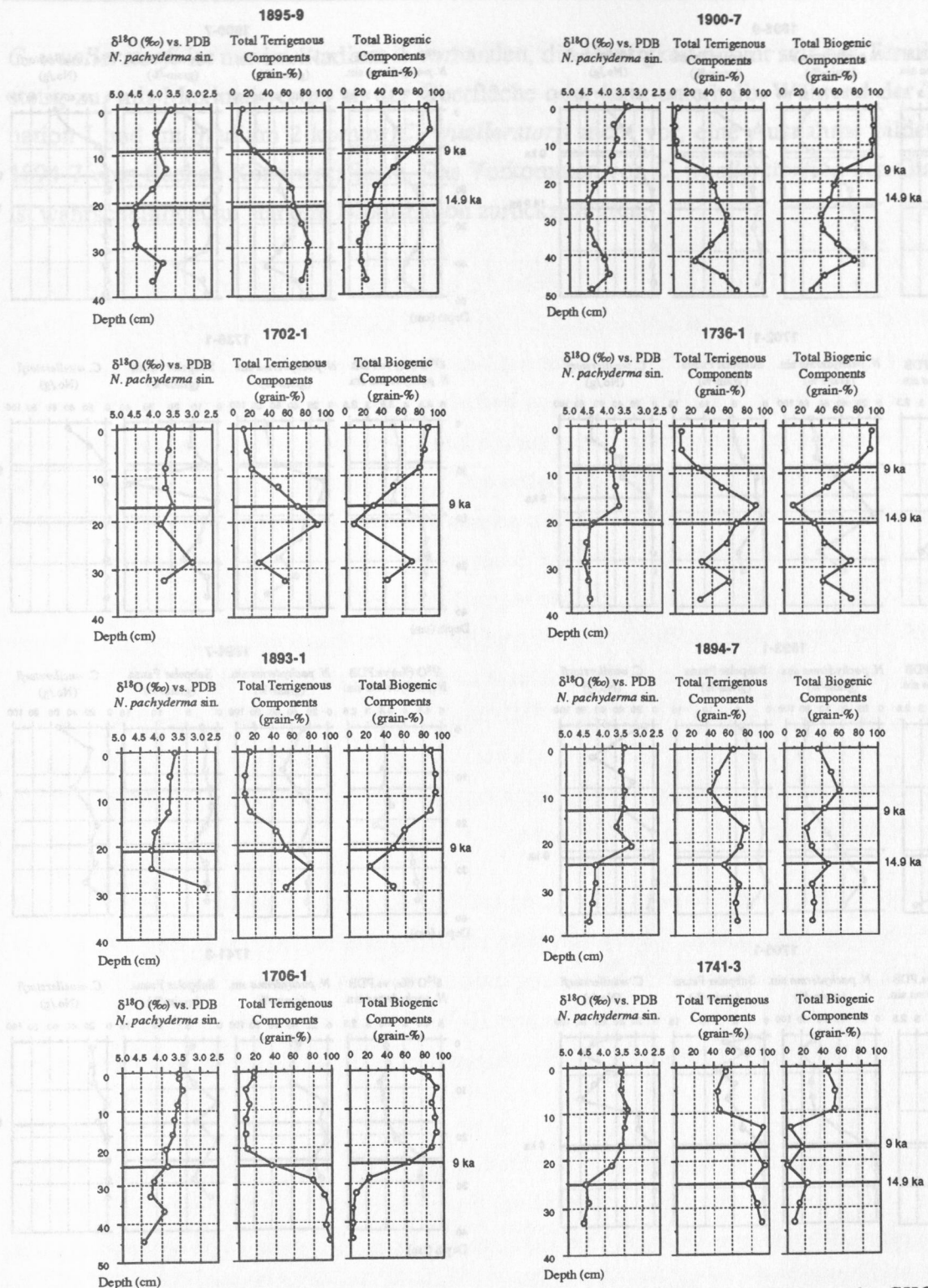


Abb. 9: Häufigkeitsverteilung des Terrigen- und Biogenanteils in der Fraktion 125-500 µm der GKG-Kerne 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee. Der Terrigenanteil ergibt sich aus dem Anteil von Quarz und Gesteinsbruchstücken. Die Anteile von planktischen und benthischen Foraminiferen sowie Radiolarien und Diatomeen wurden als biogene Komponente zusammengefaßt (siehe Tab. A-3).

Fig. 9: Distribution of the grain percentage of the terrigenous and biogenic components in the fraction 125-500 µm of boxcores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea. Quartz and rock fragments are summarized in the terrigenous components, while the biogenic components consist of the planktonic and benthic foraminifera as well as radiolaria and diatoms (see also table A-3).

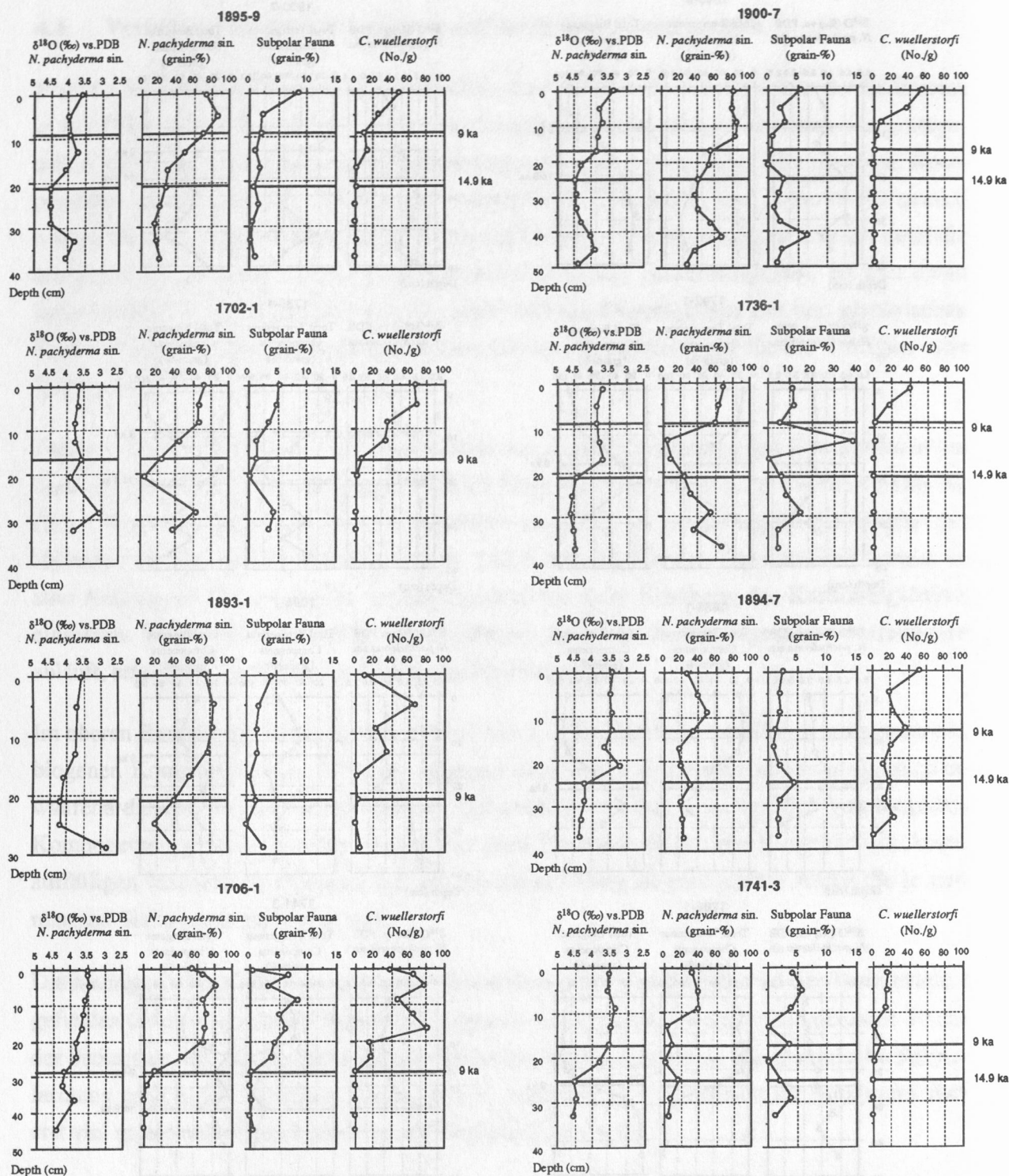


Abb. 10: Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma* sin. und der planktischen Subpolarfauna in der Fraktion 125-500 μm , sowie Individuen pro Gramm Sediment von der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* in der Fraktion 250-500 μm der GKG-Kerne 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 und 1900-7 aus der Grönlandsee.

Fig. 10: Distribution of the grain percentage of *N. pachyderma* sin. and the planktonic subpolar fauna in the fraction 125-500 μm as well as the number of individuals per gram sediment of the benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* in the fraction 250-500 μm of boxcores 1702-1, 1706-1, 1736-1, 1741-3, 1893-1, 1894-7, 1895-9 and 1900-7 from the Greenland Sea.

C. wuellerstorfi ist nur im Stadium 1 vorhanden, die Häufigkeit nimmt seit der Termination stetig zu, mit Maximalwerten an der Oberfläche oder kurz unterhalb. Während der Termination I und im Stadium 2 kommt *C. wuellerstorfi* nicht vor, eine Ausnahme bildet Kern 1894-7 vom flachen Kontinentalhang. Das Vorkommen von *C. wuellerstorfi* in den Glazialen ist wahrscheinlich auf stärkere Bioturbation zurückzuführen.

5. DIE VERÄNDERLICHKEIT DER KLIMAANZEIGER IN DEN SEDIMENTKERNEN

5.1. Stratigraphie der letzten 340.00 Jahre

5.1.1. Isotopendaten der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. (Eiseffekt und Schmelzwasser)

Die stratigraphische Einteilung der Sedimentkerne beruht auf der Information der Sauerstoff-, sowie Kohlenstoffisotopen in den Kalkschalen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. Der Verlauf der Sauerstoffisotopenkurven wird durch globale Klimaveränderungen und Schwankungen im globalen Eisvolumen (Eiseffekt), sowie durch regionale Einflüsse bestimmt. Dabei spielen neben Temperatur- auch Salinitätsänderungen aufgrund des Einstroms warmer atlantischer Wassermassen oder salzarmer Schmelzwässer eine wichtige Rolle. Die Temperaturen in der Grönlandsee sind kaum großen Schwankungen unterlegen, daher prägen hauptsächlich Salinität und Eiseffekt die Sauerstoffisotopenkurven. Die niedrig salinen Schmelzwässer sind Wassermassen mit niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen, die meist auch ausgeprägte $\delta^{13}\text{C}$ -Minima besitzen. Generell niedrige Oberflächenwassertemperaturen in den Inter-glazialen, sowie erhöhte Schmelzwasserzuflüsse in den Glazialen der Grönlandsee führen zu niedrigen Amplituden in den Kurven der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und damit zu einer gegenüber den aus dem östlichen Europäischen Nordmeer schwer vergleichbaren planktischen Sauerstoffisotopenkurve. Die Kohlenstoffisotopen zeigen kontinuierliche Schwankungen mit leichteren Isotopenverhältnissen in den glazialen Phasen.

Die Einstufung der einzelnen Isotopenstadien erfolgte durch die Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ - und der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven mit anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer. In den älteren Abschnitten war die stratigraphische Einteilung anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve allein nicht möglich. Während sich die $\delta^{18}\text{O}$ -Profile in den Stadien 10 bis 8 nicht mit anderen Kernen aus dem Europäischen Nordmeer vergleichen ließen, zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Profile deutliche Übereinstimmungen.

Bekannte stratigraphische Muster, wie die Stadiensequenz 5.1-4-3.3 mit einem global bekanntem $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum am Ende von Stadium 4 und zu Beginn des Stadiums 3, sowie die Stadiengrenze 6/5 mit dem Übergang von extrem hohen zu niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und die Doppel-Gipfel-Struktur von Stadium 7, wurden zur stratigraphischen Einstufung in den zwei Sedimentkernen benutzt. Die Stadien 9 und 8, sowie der Übergang 10/9, konnten außerdem anhand der Kohlenstoffisotopenkurve identifiziert werden. Stadium 8 zeichnet sich durch ein extremes $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum aus. Die Grenze 9/8 ist am besten im Sedimentkern 1736 (Abb. 11) mit einem $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum am Ende von Stadium 9 und dem anschließend kontinuierlichen Abfall zu Beginn des Stadiums 8 aufgelöst. Im Kern 1900 muß aufgrund der geringen Mächtigkeiten von Stadium 8 auf eine stark verringerte Sedimentationsrate geschlossen

werden. Sedimenteigenschaften, die auf einen Hiatus hindeuten, konnten nicht beobachtet werden (siehe Kap. 5.6.) Der Übergang von 3 nach 2 wurde im Kern 1736 aufgrund des deutlichen Abfalls in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten festgelegt und auf Kern 1900 mit Hilfe des Verlaufs der Kohlenstoffisotopenkurve und dem $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum im Stadium 2 übertragen.

Zur Verfeinerung der Stratigraphie wurden weitere $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima und -Minima analog dem Schema von Pisias et al. (1984) und Prell et al. (1986) definiert. Ausnahme ist das Stadium 6. Hier wurde das in der Mitte des Stadiums liegende $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum nach Vogelsang (1990) als Substadium 6.5 definiert.

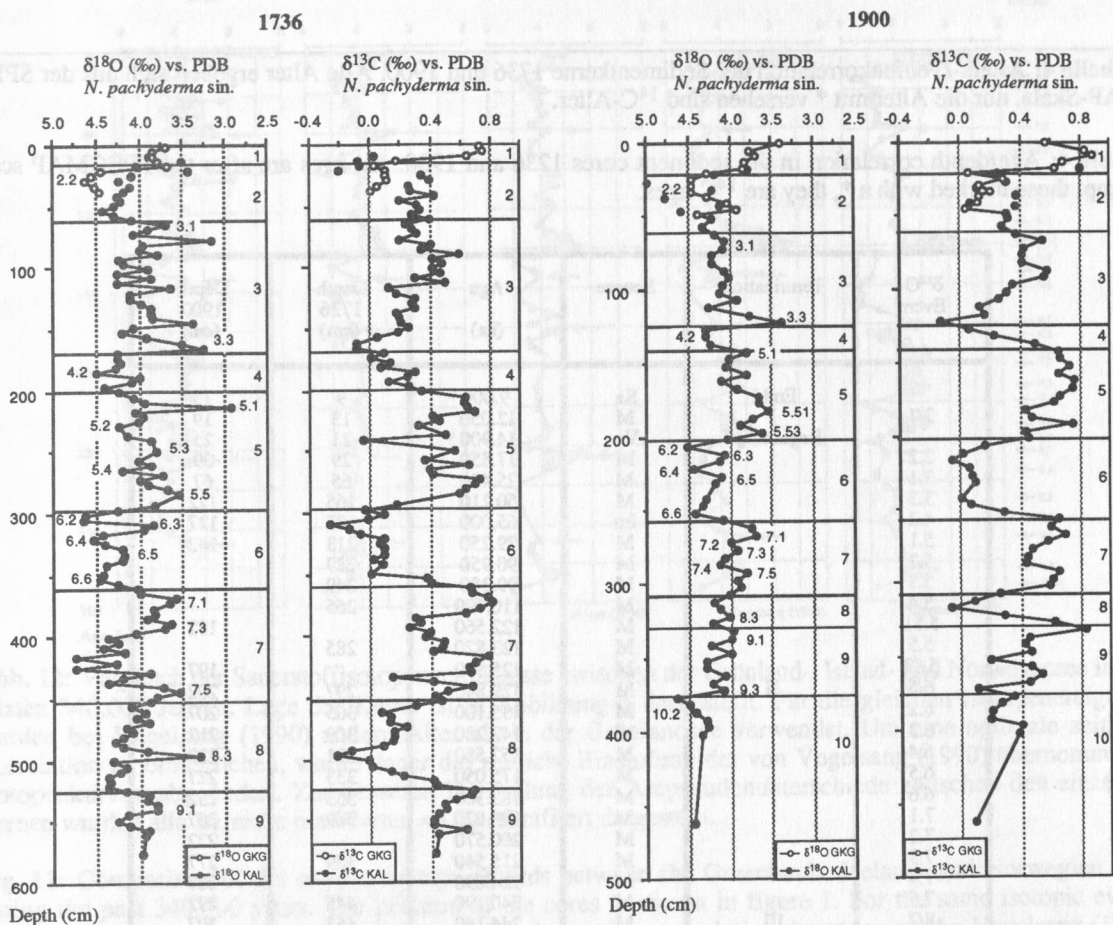


Abb. 11: Kombinierte Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenwerte der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. von GKG und KAL der Sedimentkerne 1736 und 1900 aus der Grönlandsee. Aufgrund der erhöhten Unsicherheit in den Isotopenwerten der oberen 20 cm der KAL-Kerne, wurden die ersten 4 Messungen der KAL-Kerne ignoriert und nur die Werte der GKG-Kerne benutzt. Offene Kreise markieren die Isotopendaten aus den GKG-Profilen, schwarze Punkte die Daten aus den KAL-Profilen. Für den Kern 1736 beträgt die korrigierte Kernteufe +8 cm, für den Kern 1900 +7 cm (siehe Tab. A-1).

Fig. 11: Combined oxygen- and carbon isotope records of the planktonic foraminifera *N. pachyderma* sin. from the box- and kastencores of sediment cores 1736 and 1900 from the Greenland Sea. Because of the higher uncertainty in the upper 20 cm of the kastencore (KAL) isotope records, the first 4 measurements were ignored and only the boxcore (GKG) data was used. Open circles mark the isotope data of the boxcores (GKG), black points the data of the kastencores (KAL). For core 1736 the corrected depth is +8 cm, for core 1900 +7 cm (see also table A-1).

Die zeitliche Einstufung der Sedimentkerne (Tab. 4) orientiert sich für die Stadien 2 und 1 an Sarnthein et al. (1992), Vogelsang (1990) und Martinson et al. (1987). Wobei die Alter nach Sarnthein et al. (1992) und Vogelsang (1990) ^{14}C -Alter darstellen. Sogenannte " ^{14}C -Plateaus" sind die Ursache dafür, daß die ^{14}C -Alter gegenüber den kalendrischen Jahren zu jung sind (Bard et al. 1990, Stuiver et al. 1991). Daraus ergibt sich für das ^{14}C -Alter 9.000 J.v.h. ein Kalenderjahr von 9.800 J.v.h. und für das ^{14}C -Alter 14.900 J.v.h. ein Kalenderjahr von 18.4000 J.v.h. (Stuiver et al. 1991, Winn et al. 1991, Becker & Kroner 1992, Lotter et al. 1992). Für die Stadien 10 bis 3 wurde die zeitliche Einordnung nach der SPECMAP-Skala von Imbrie et al. (1984) und Martinson et al. (1987) übernommen. Die so alterskorrelierten Isotopenkurven der beiden Sedimentkerne (Abb. 12) zeigen deutliche Übereinstimmungen.

Tabelle 4: Alters-/Teufenkorrelation der Sedimentkerne 1736 und 1900. Alle Alter ergeben sich aus der SPECMAP-Skala, nur die Alter mit * versehen sind ^{14}C -Alter.

Table 4: Age/depth correlation in the sediment cores 1236 and 1900. All ages are after the SPECMAP scale, except those marked with a *, they are ^{14}C -ages.

$\delta^{18}\text{O}$ -Event	Termination	Source	Age (ka)	Depth 1736 (cm)	Depth 1900 (cm)
2/1	End I	Sa	9.000 *	9	13
	I	M	12.050	13	19
	Beginning I	Vo	14.900 *	21	25
2.2		M	17.850	29	29
3.1		M	25.420	65	67
3.3		M	50.210	165	122
4.2		Im	65.000	185	127
5.1		M	79.250	213	142
5.2		M	90.950	229	
5.3		M	99.380	249	
5.4		M	110.790	265	
5.51		M	122.560		182
5.5		M	123.820	285	
5.53		M	125.190		197
6/5	II	M	129.840	297	202
6.2		M	135.100	305	207
6.3		M	142.280	309	212
6.4		M	152.580	321	222
6.5		M	175.050	333	227
6.6		M	183.300	353	252
7.1		M	193.070	369	267
7.2		M	200.570		272
7.3		M	215.540	389	277
7.4		M	224.890		287
7.5		M	240.190	445	292
8/7	III	M	244.180	453	307
8.3		Im	257.000	497	322
9/8		Im	303.000	525	330
9.1		Im	310.000	537	337
9.3		Im	331.000		372
10/9		Im	339.000		375
10.2		Im	341.000		377

Sa = Sarnthein et al. 1992; M = Martinson et al. 1987; Vo = Vogelsang 1990; Im = Imbrie et al. 1984

Laminierte Ton-Silt Ablagerungen in den Stadien 7, 5 und 3 des Kerns 1736 wurden mit Hilfe von Radiographien in den extrem kalten Intervallen der Interglaziale (7.4, 5.4 und 5.2) gefunden. Diese wiederholten terrigenen Sedimenteinschüttungen treten kurz nach Zeiten maximaler Warmphasen (7.5 und 5.5) und/oder Schmelzwasserereignissen auf (Stadium 3). Eine zeitliche Übereinstimmung mit den sogenannten "Heinrich events" aus dem Nordatlantik im Stadium 3 (Heinrich 1988, Bond et al. 1992) ist anzunehmen.

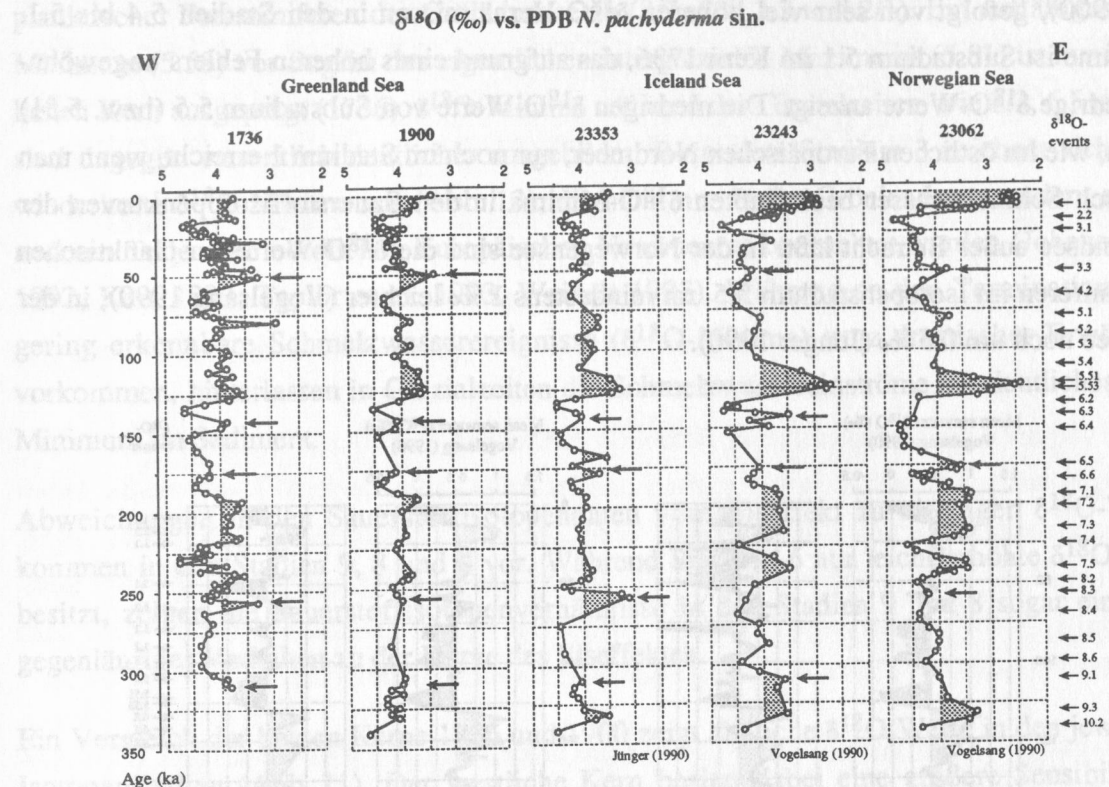


Abb. 12: Vergleich der Sauerstoffisotopenverhältnisse zwischen der Grönland-, Island- und Norwegensee in den letzten 340.000 Jahren. Lage der Kerne ist in Abbildung 1 dargestellt. Für die gleichen Isotopenereignisse wurden bei Vogelsang (1990) andere Alter als in der Grönlandsee verwendet. Um eine optimale zeitliche Korrelation zu ermöglichen, wurde daher die zeitliche Einstufung der von Vogelsang (1990) übernommenen Isotopenkurven abgeändert. Zur besseren Darstellung der Amplitudenunterschiede zwischen den einzelnen Kernen wurden alle Bereiche mit Werten < 4 ‰ schraffiert dargestellt.

Fig. 12: Comparison of the oxygen isotope records between the Greenland-, Iceland- and Norwegian Seas during the past 340,000 years. The position of the cores is shown in figure 1. For the same isotopic events Vogelsang (1990) used different ages. To obtain a better time correlation the ages used by Vogelsang (1990) have been corrected. For a better presentation of the changes between the amplitudes in the oxygen isotope record of the different cores values < 4 ‰ were hatched.

Die glazialen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind, ähnlich den Sauerstoffisotopendaten von Sedimenten des Vøringplateaus aus der östlichen Norwegensee (Vogelsang 1990), wenn auch geringfügig niedriger (Abb. 12). Im Ganzen fehlen deutliche $\delta^{18}\text{O}$ -Minima, vor allem in den Interglazialen, die den Einfluß von warmen atlantischen Wassermassen anzeigen. Die Stadien 9 und 8 zeigen deutlich höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als die Sedimente aus der Norwegensee, wobei Stadium 9.3 im Gegensatz zum östlichen Europäischen Nordmeer höhere Sauerstoffisotopendaten als

Substadium 9.1 besitzt. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Unterschiede zwischen der Atlantischen Domäne im Osten und der Grönlandsee sind im Stadium 7 nicht so stark ausgeprägt (0,3 ‰). Im Stadium 6 dagegen bildet das Substadium 6.3 im Gegensatz zu den Kurven von Prell et al. (1986) ein deutlicheres $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum als 6.5. Auch Substadium 6.2 besitzt schwerere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als Stadium 6.4. Diese Unterschiede zwischen westlichem und östlichem Europäischen Nordmeer sind auch aus anderen Kernen dieser Region bekannt (Vogelsang 1990). Charakteristisch für Stadium 5 sind die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte während des Substadiums 5.5 (5.51 im Kern 1900), gefolgt von sehr viel höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen in den Stadien 5.4 bis 5.1. Ausnahme ist Substadium 5.1 im Kern 1736, das aufgrund eines höheren Fehlers ungewöhnlich niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte anzeigt. Die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Substadium 5.5 (bzw. 5.51) werden, wie im östlichen Europäischen Nordmeer, nur noch im Stadium 1 erreicht, wenn man die durch Schmelzwasser beeinflussten $\delta^{18}\text{O}$ -Minima in den Sauerstoffisotopenkurven der Grönlandsee außer Betracht läßt. In der Norwegensee sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der planktischen Foraminiferen im Isotopenstadium 5.5 um mindestens 1 ‰ leichter (Vogelsang 1990), in der Islandsee noch um 0,5 ‰ (Jünger 1990).

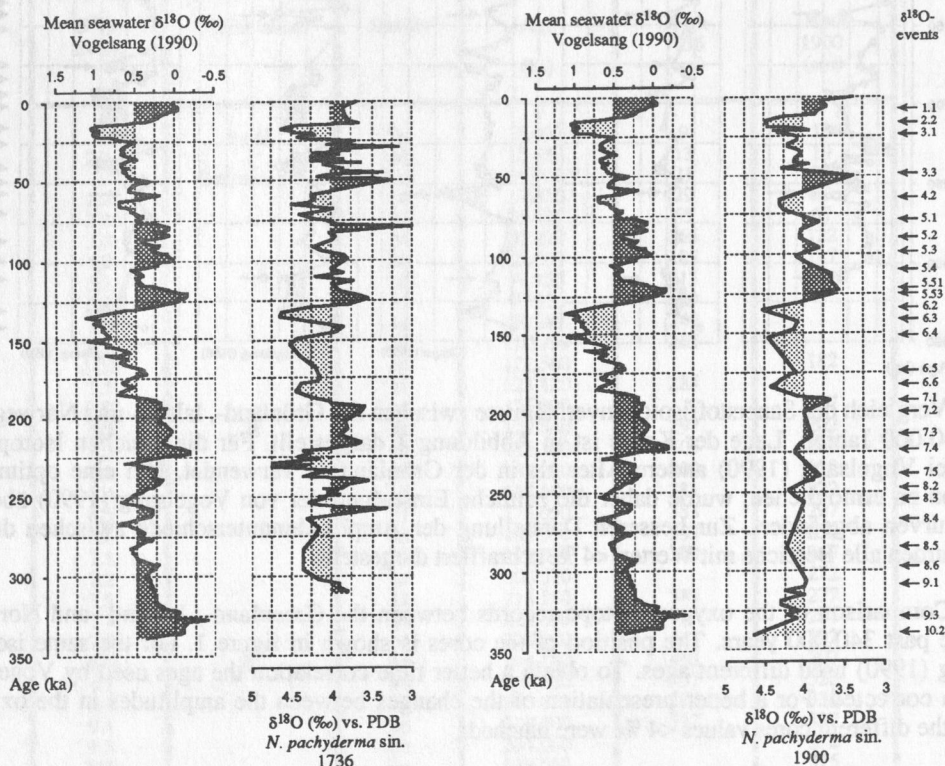


Abb. 13: Mittlere Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Meerwassers (Eiseffekt) im Europäischen Nordmeer relativ zu heute nach Vogelsang (1990) im Vergleich zu den Sauerstoffisotopenwerten der Kerne 1736 und 1900 aus der Grönlandsee. Die Eiseffektcurve (globales Eisvolumen) leitet sich aus gestapelten Isotopenkurven benthischer Foraminiferen ab und ist daher nicht von der Temperatur abhängig. Abweichungen zu niedrigen Sauerstoffisotopenverhältnissen reflektieren Schmelzwasserereignisse in der Grönlandsee.

Fig. 13: Mean oxygen isotope ratio of seawater (ice-effect) in the Norwegian-Greenland Sea relative to today after Vogelsang (1990) in comparison to the isotope records of core 1736 and 1900 from the Greenland Sea. The ice-effect curve is derived from a stacked benthic isotope record and is therefore not temperature dependent. Deviations to low oxygen isotope ratios reflect meltwater influx into the Greenland Sea.

Im Allgemeinen sind die glazial/interglazialen $\delta^{18}\text{O}$ -Unterschiede in der Grönlandsee gering und spiegeln den Eiseffekt wider (Abb. 13). Die deutlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Minima, die von der Kurve des globalen Eiseffektes abweichen, sind auf den Einfluß von niedrig $\delta^{18}\text{O}$ -haltigem Schmelzwasser zurückzuführen. Schmelzwasserereignisse ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima) zu Beginn der Interglaziale während der Terminationen, wie sie aus der Norwegensee bekannt sind (Duplessy 1982, Shackleton et al. 1983, Vogelsang 1990, Köhler 1992, Sarnthein et al. 1992), zeichnen sich auch nach Korrektur des Eiseffekts nur gering in den Sauerstoffisotopendaten planktischer Foraminiferen der Grönlandsee ab (8/7, 6/5, 3.3 und 2/1). Ein auffälliges $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum (5.53) vor Beginn des eigentlichen interglazialen Maximums (5.51) ist nur im östlichen Kern ausgeprägt (1736). $\delta^{18}\text{O}$ -Minima während der Glazialzeiten, wie 8.3, 6.5 und 6.3, sind dagegen wesentlich deutlicher ausgebildet. Besonders Stadium 3 zeichnet sich durch wiederholte $\delta^{18}\text{O}$ -Minima aus (Abb. 13), die nicht nur in der Grönlandsee, sondern auch in anderen Teilen des nördlichen Europäischen Nordmeeres beobachtet wurden (Johnsen et al. 1992, Kerr 1993, Taylor et al. 1993, Weinelt 1993). Während an den Terminationen nur gering erkennbare Schmelzwasserereignisse ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima) trotz drastischer Erwärmung vorkommen, hinterlassen in Glazialzeiten die Schmelzwassereinströme ein deutliches $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum im Sediment.

Abweichungen in den Sauerstoffisotopendaten vom Eiseffekt zu niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten kommen in den Stadien 9, 8 und 6 vor. Während Stadium 6 nur leicht erhöhte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte besitzt, zeigen die Sauerstoffisotopenverhältnisse in den Stadien 9 und 8 sogar ein leicht gegenläufiges Verhalten zu der Kurve des Eiseffektes.

Ein Vergleich der beiden Kerne 1736 und 1900 zeigt ähnliche $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den jeweiligen Isotopenstadien (Abb. 11). Der westliche Kern besitzt dabei eine größere Sensibilität zu Schmelzwasserereignissen, besonders zu solchen im Stadium 3. Auch andere intraglaziale Schmelzwasserereignisse, wie 6.3, sind in der westlichen Grönlandsee stärker hervorgehoben. Niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im westlichen Kern sind auch für die interglazialen Warmphasen der Stadien 9 und 7 zu finden, während Substadium 5.5 und der Beginn des Stadiums 1 keine Unterschiede zum östlichen Kern (1900) aufweisen. Die glazialen $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 6.4, 6.2, 4.2 und 2.2 sind dagegen im östlichen Kern geringfügig niedriger. Es gibt nur wenige Fälle, bei denen die niedrigen interglazialen Isotopenverhältnisse im Osten gefunden werden (wie z.B. 7.4, 5.53 und Stadium 1). Das heißt, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden im Kern 1736 etwas stärker ausgeprägt sind als in der östlichen Grönlandsee. In beiden Profilen nehmen die Glazial/Interglazial $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden zum Rezenten hin zu.

Die Kohlenstoffisotopenprofile zeigen deutlich niedrige Werte in den glazialen Stadien (Abb. 11). $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind besonders niedrig während intraglazialer $\delta^{18}\text{O}$ -Minima (z.B. Stadium 6 und 3) und an den Terminationen (5.53 und 3.3). Hohe Werte werden oft kurz nach

interglazialen $\delta^{18}\text{O}$ -Minima (9.1, 7.5, 7.1 und 5.51) erreicht. Extreme $\delta^{13}\text{C}$ -Minima werden nur im Stadium 8 und den Substadien 6.3 und 3.3 sind mit den Schmelzwasserereignissen ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima) in den Grönlandsee gekoppelt. Die größten Veränderungen in den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen werden an den Übergängen 8/7, 6/5 und 2/1 erreicht; der Sprung an der Termination kann bis zu 1 ‰ betragen. Im stratigraphisch besser aufgelösten Kern 1736 kann man erkennen, daß diese Übergänge auch in 2 Schritten (z.B. Übergang 8/7) erfolgen können.

Der im allgemeinen einheitliche Verlauf der alterskorrelierten $\delta^{13}\text{C}$ -Profile zeigt ebenfalls Unterschiede in den Amplituden zwischen Grönland- und Norwegensee, wobei die Amplituden in der Grönlandsee stärker ausgeprägt sind. Auch die rezenten Werte unterscheiden sich; im Westen liegen sie bei 0,8 ‰, während in der Norwegensee nur 0,5 ‰ erreicht werden.

5.1.2. Isotopendaten der tiefen Wassermassen (*C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus*)

An Proben der beiden Sedimentkerne wurden auch Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen gemessen. Die einzige im Sediment durchgehend vorkommende benthische Foraminifere ist *O. umbonatus*. Vereinzelt tritt auch *C. wuellerstorfi* auf, welche dann nach artspezifischer Korrektur (siehe Kap. 3.2.5.) zur Interpretation mit hinzugezogen wird. Während *C. wuellerstorfi* zur Epifauna zählt, deren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte die Isotopenzusammensetzung des Bodenwassers widerspiegelt (Corliss 1985, Zahn et al. 1986, McCorkle et al. 1990), gehört *O. umbonatus* zur Endofauna und lebt in der obersten Sedimentschicht (1 cm) des Meeresbodens. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* können daher auch durch das Porenwasser gegenüber dem Bodenwasser verändert sein (McCorkle et al. 1990).

Die Sauerstoffisotopenkurven von *O. umbonatus* zeigen mittlere Werte zwischen 4,2 ‰ und 5,0 ‰. Die Amplitude zwischen extremen Kalt- und Warmphasen beträgt maximal 1,2 ‰ (Abb. 14), während der letzte Glazial/Interglazial-Übergang (0,5 ‰) nur in der westlichen Station aufgelöst ist. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen zwischen -0,4 ‰ und -2,4 ‰. Die glazialen Stadien zeichnen sich durch niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse aus, während Interglaziale hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte besitzen (Abb 15). Dies widerspricht den bisherigen Erkenntnissen, bei denen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* ein unkontrolliertes Streuen zeigen und mit denen von *N. pachyderma* sin. und *C. wuellerstorfi* nicht in Übereinstimmung zu bringen sind (Duplessy et al. 1988b).

C. wuellerstorfi wurde nur in den Isotopenstadien 5 und 1, teilweise auch am Ende von 2, gefunden (Abb. 14), daher lassen sich keine genauen Aussagen über die maximalen $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden zwischen Glazial- und Interglazialzeiten machen. Der extrem hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Wert (5,4 ‰) während des Substadiums 5.4 (273 cm) läßt sich durch Meßwerte von *O. umbonatus* nicht bestätigen. Im Stadium 5 liegen die mittleren Werte zwischen 5,0 ‰ und 4,2 ‰,

während im Stadium 1 mittlere Werte, besonders im östlichen Sedimentkern, von nur 4,6 ‰ bis 4,2 ‰ erreicht werden. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwanken zwischen 1 ‰ und 1,8 ‰ (Abb. 15).

Der Abschnitt 5.4 bis 5.2 im Kern 1736 ist nicht so hochaufgelöst, weder in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *O. umbonatus* noch bei *C. wuellerstorfi*. Grund hierfür sind die terrigenen Sedimentschüttungen, welche die schon in geringer Anzahl vorhandenen benthischen Foraminiferen stark verdünnten und/oder das benthische Bodenleben zerstörten. Die daraus resultierende geringe Häufigkeit führte zu einem größeren Rasterabstand der Isotopenmessungen.

Ein Vergleich der kombinierten Sauerstoffisotopenkurven benthischer Foraminiferen (siehe Kap. 3.2.5.) von *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* der Kerne 1736 und 1900 mit anderen Isotopenkurven benthischer Foraminiferen aus dem Europäischen Nordmeer (Abb. 14) zeigt für die Stationen der Grönlandsee deutlich niedrigere Werte in den Glazialzeiten (4 und 2). Sichtlich niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als in der Norwegensee besitzt auch Kern (V27-86) aus der Islandsee (Duplessy et al. 1988b). Gegenüber den Kernen der Grönlandsee besitzt dieser Kern aber immer noch höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte.

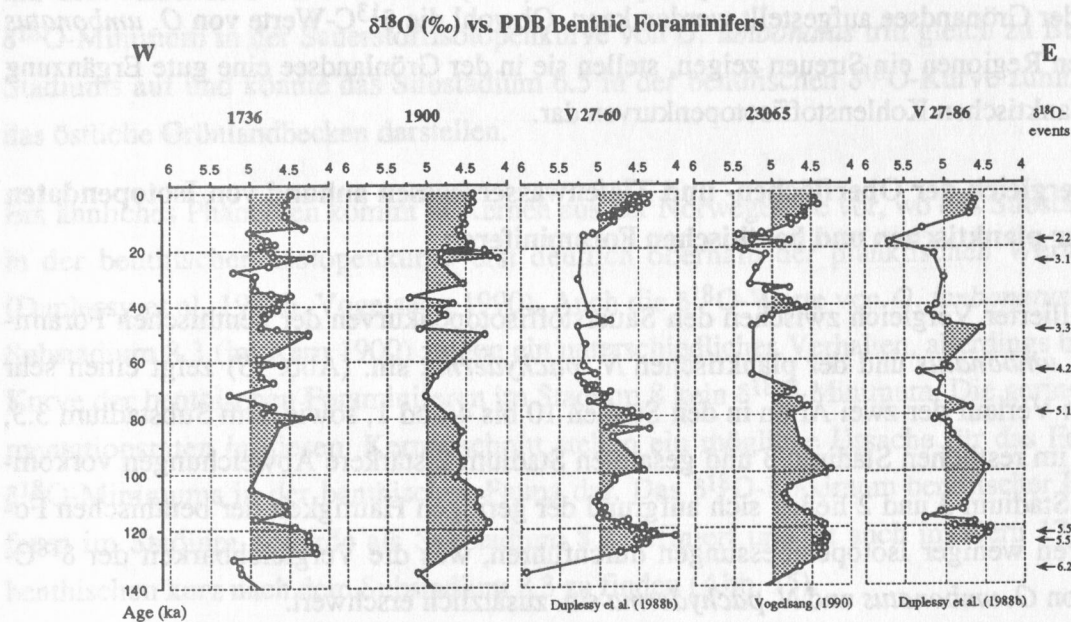


Abb. 14: Vergleich von kombinierten Sauerstoffisotopen benthischer Foraminiferen während der letzten 140.000 Jahre in einem Transekt aus dem Europäischen Nordmeer, mit den Kernen 1736 und 1900 aus der Grönlandsee und den Kernen V 27-60, V 27-86 (Duplessy et al. 1988b) und 23065 (Vogelsang 1990) aus der Norwegensee. Lage der Kerne ist in Abbildung 1 dargestellt. Die Benthos-Foraminiferen-Sauerstoffisotopen ergeben sich aus den kombinierten *O. umbonatus* und *C. wuellerstorfi* Isotopenwerten (siehe Kap. 3.2.5.). Zur besseren Darstellung der Amplitudenunterschiede zwischen den einzelnen Kernen wurden alle Bereiche mit Werten <5 ‰ schraffiert dargestellt.

Fig. 14: Comparison of the combined benthic foraminifera isotope records in a transect across the Norwegian-Greenland Sea during the past 140,000 years, with cores 1736 and 1900 from the Greenland Sea and cores V 27-60, V 27-86 (Duplessy et al. 1988b) and 23065 (Vogelsang 1990) from the Norwegian Sea. Position of the cores is shown in figure 1. The combined benthic foraminifera isotope records result from the combination of *O. umbonatus* and *C. wuellerstorfi* isotope data (see chapter 3.2.4.). For a better presentation of the changes between the amplitudes in the oxygen isotope record of the different cores the values <5 ‰ were hatched.

In den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus der Norwegensee ist die Termination I gut erkennbar. Kerne aus der südlichen Norwegensee (23065 und V27-86) zeigen ein deutliches $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum im Substadium 2.2, der letzte Glazial/Interglazial-Hub beträgt etwa 1 ‰ (Duplessy et al. 1988b, Vogelsang 1990). Der Kern V 27-60 aus der nördlichen Norwegensee weist einen Glazial/Interglazial-Hub von nur 0,7 ‰ auf. In den Kernen aus der Grönlandsee (1736 und 1900), sowie Kern V 27-86 aus der Islandsee, beträgt der Unterschied zwischen den Stadien 2 und 1 nur noch 0,5 ‰. Im Stadium 3 und 2 gibt es kaum Übereinstimmungen zwischen den benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven. Die einzigen Kerne, in denen Stadium 3.3 deutlich ausgebildet ist, liegen in der Grönlandsee (1736 und 1900) und ganz im Osten des Norwegenbeckens (V 27-86). Erst im Bereich der Stadien 4 und 5 gleichen sich die Kurven aller Kerne an. Die Ausnahme bildet hier das Substadium 4.2, welches in den östlichen Kernen mit dem Substadium der planktischen Foraminiferen zusammenfällt, während in der Grönlandsee ein deutliches $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum schon an der Grenze 5/4 auftritt.

Im allgemeinen läßt sich sagen, daß trotz Fehlens von *C. wuellerstorfi* (außer in den Stadien 5 und 1) mit Hilfe von *O. umbonatus* eine durchgehende Isotopenkurve benthischer Foraminiferen in der Grönlandsee aufgestellt werden kann. Obwohl die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* in anderen Regionen ein Streuen zeigen, stellen sie in der Grönlandsee eine gute Ergänzung zu den planktischen Kohlenstoffisotopenkurven dar.

5.1.3. Vergleich der Oberflächen- und Tiefenwassermassen anhand von Isotopendaten der planktischen und benthischen Foraminiferen

Ein detaillierter Vergleich zwischen den Sauerstoffisotopenkurven der benthischen Foraminifere *O. umbonatus* und der planktischen *N. pachyderma* sin. (Abb. 15) zeigt einen sehr ähnlichen Verlauf der zwei Arten in den Stadien 10 bis 4 und 1, sowie dem Substadium 3.3, während im restlichen Stadium 3 und gesamten Stadium 2 stärkere Abweichungen vorkommen. Im Stadium 3 und 2 ließen sich aufgrund der geringen Häufigkeit der benthischen Foraminiferen weniger Isotopenmessungen durchführen, was die Vergleichbarkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Profile von *O. umbonatus* und *N. pachyderma* sin. zusätzlich erschwert.

Glazial/Interglazial-Übergänge erfolgen bei den Isotopenwerten benthischer Foraminiferen schneller als bei den planktischen und deuten auf eine schnellere Temperaturanpassung der tieferen Wassermassen hin. Der Abfall von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten am Übergang 8/7 setzt in der Sauerstoffisotopenkurve von *O. umbonatus* zeitlich vor *N. pachyderma* sin. ein und besitzt einen um etwa 0,2 ‰ höheren Glazial/Interglazial-Hub. Auch in den Substadien 7.5 und 5.5 (5.5 nur im Kern 1736) setzt das $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum der benthischen Foraminifere früher ein (5 cm tiefer). Ursache sind wahrscheinlich lokale Salinitäts- und Temperaturschwankungen im Oberflächenwasser, die hier die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse stark beeinflussen, während die Tiefen-

wassermassen von diesen Veränderungen unbeeinflusst bleiben. Ein verspätetes Einsetzen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *N. pachyderma* sin. wurde auch in Kernen vor NW Afrika an der Termination II beobachtet (Tiedemann 1991). Der Glazial/Interglazial-Übergang in der Isotopenkurve der planktischen Foraminiferen setzt hier etwa 1.400 Jahre später ein.

Auch am Übergang 5/4 tritt ein deutliches $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum schon direkt an der Grenze auf, und nicht wie in den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von planktischen Foraminiferen erst in der Mitte des Stadiums 4. Der letzte Glazial/Interglazial-Wechsel setzt in der benthischen Isotopenkurve von *O. umbonatus* erst kurz nach dem planktischen $\delta^{18}\text{O}$ -Übergang ein. In Sedimenten vor NW Afrika setzt die Termination V in der Isotopenkurve planktischer Foraminiferen bereits 16.500 Jahre vor dem benthischen Glazial/Interglazial-Übergang ein (Tiedemann 1991). Ein Nacheilen der benthischen Sauerstoffisotopenkurve gegenüber der planktischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve zeigt auch die benthische Foraminifere *C. wuellerstorfi* während des Substadiums 5.5 (bzw. 5.51).

Im Stadium 6 von Kern 1900 fällt ein deutliches $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum (5,3 ‰) von *O. umbonatus* mit dem relativen $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum (4 ‰) von *N. pachyderma* sin. zusammen. Ein kleineres $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum in der Sauerstoffisotopenkurve von *O. umbonatus* tritt gleich zu Beginn des Stadiums auf und könnte das Substadium 6.5 in der benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve zumindest für das östliche Grönlandbecken darstellen.

Ein ähnliches Phänomen kommt in Kernen aus der Norwegensee vor, wo das Substadium 5.3 in der benthischen Isotopenkurve erst deutlich oberhalb der planktischen Werte auftritt (Duplessy et al. 1988b, Vogelsang 1990). Auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *O. umbonatus* während Substadium 8.3 (im Kern 1900) zeigen ein unterschiedliches Verhalten, allerdings besitzt die Kurve der benthischen Foraminiferen im Stadium 8 kein $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum. Die geringen Sedimentationsraten in diesem Kernabschnitt stellen eine mögliche Ursache für das Fehlen des $\delta^{18}\text{O}$ -Minimums in der benthischen Fauna dar. Das $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum benthischer Foraminiferen im Stadium 8 wurde als Substadium 8.2 definiert und ist auch im Kern 1736 in der benthischen kurz nach dem Substadium 8.3 zu finden (Abb. 15).

next page:

Fig. 15: Direct comparison of the oxygen- and carbon isotope records of *C. wuellerstorfi* versus *N. pachyderma* sin. and *O. umbonatus* versus *N. pachyderma* sin. in cores 1736 and 1900. For a better comparison the benthic isotope values have not been corrected. Oxygen isotope maxima or -minima of the benthic foraminifera leading the planktonic have been marked with \Rightarrow . If the benthic oxygen isotope data follows the planktonic they were marked by \rightarrow . The $\Delta^{13}\text{C}$ -values ($\delta^{13}\text{C}$ plankt. - $\delta^{13}\text{C}$ benth.) has been marked in the carbon isotope records. Small differences show a good convection of the water column, while times with high $\Delta^{13}\text{C}$ -values characterise low convection in the water column. The higher the $\Delta^{13}\text{C}$ -values the more stable the stratification of the water column.

1736

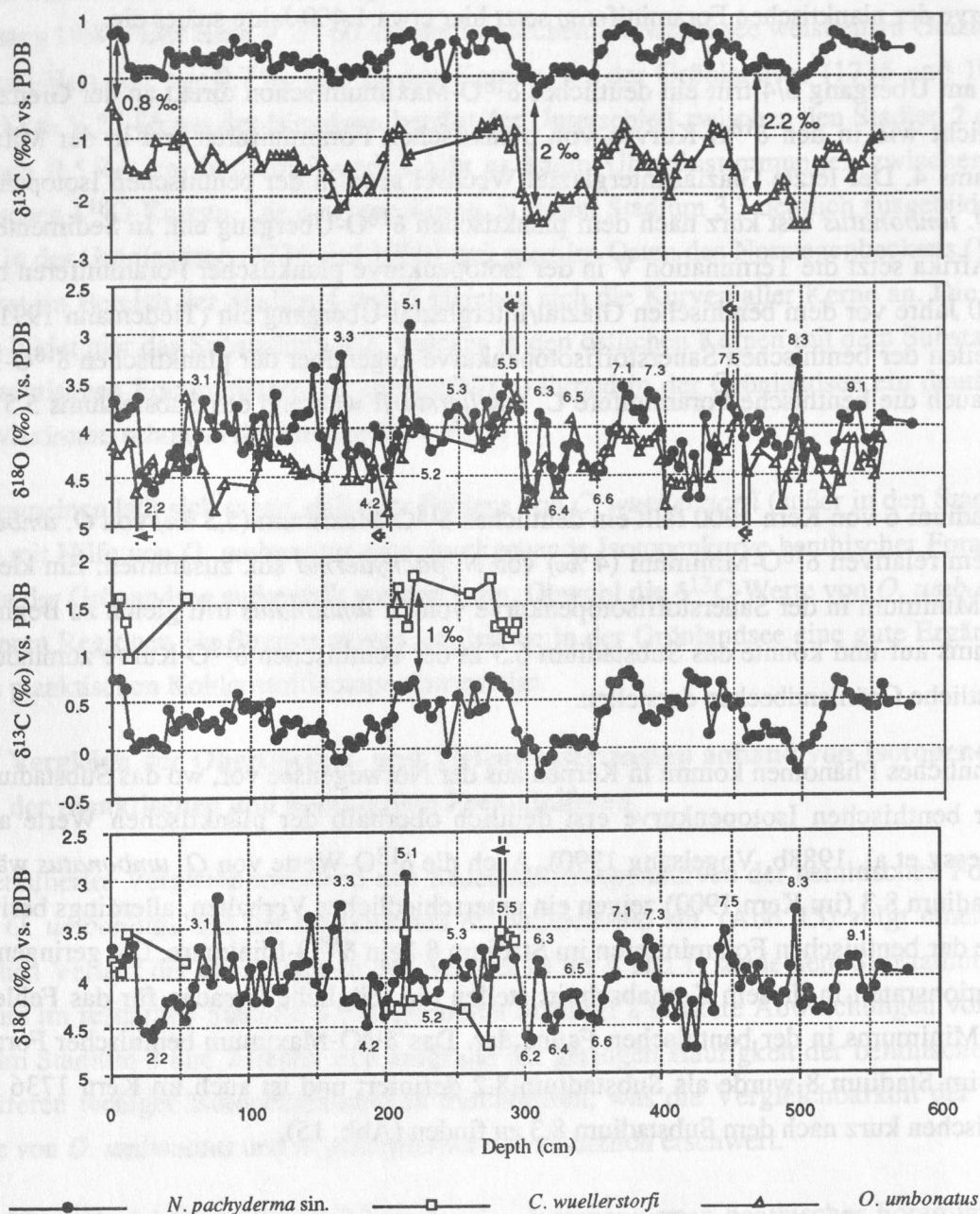


Abb. 15: Direkter Vergleich der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse von *C. wuellerstorfi* mit *N. pachyderma sin.* und *O. umbonatus* mit *N. pachyderma sin.* der Kerne 1736 und 1900. Die Sauerstoffisotopenwerte der benthischen Foraminiferen wurden nicht artspezifisch korrigiert, um einen besseren Vergleich zu ermöglichen. Ein Vorseilen von $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima und -Minima der benthischen Foraminiferen vor den planktischen wurde mit \Rightarrow markiert. Ein verspätetes Einsetzen der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der benthischen Foraminiferen gegenüber den planktischen wird durch \rightarrow angezeigt. In den $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven wurden $\Delta^{13}\text{C}$ -Werte ($\delta^{13}\text{C}_{\text{plankt.}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{benth.}}$) markiert. Dabei stellen geringe Unterschiede gute Konvektion dar, während Zeiten mit hohen $\Delta^{13}\text{C}$ -Werten eine geringe Konvektion in der Wassersäule anzeigen, d.h. je größer die $\Delta^{13}\text{C}$ -Werte, desto stabiler ist die Wassersäule geschichtet.

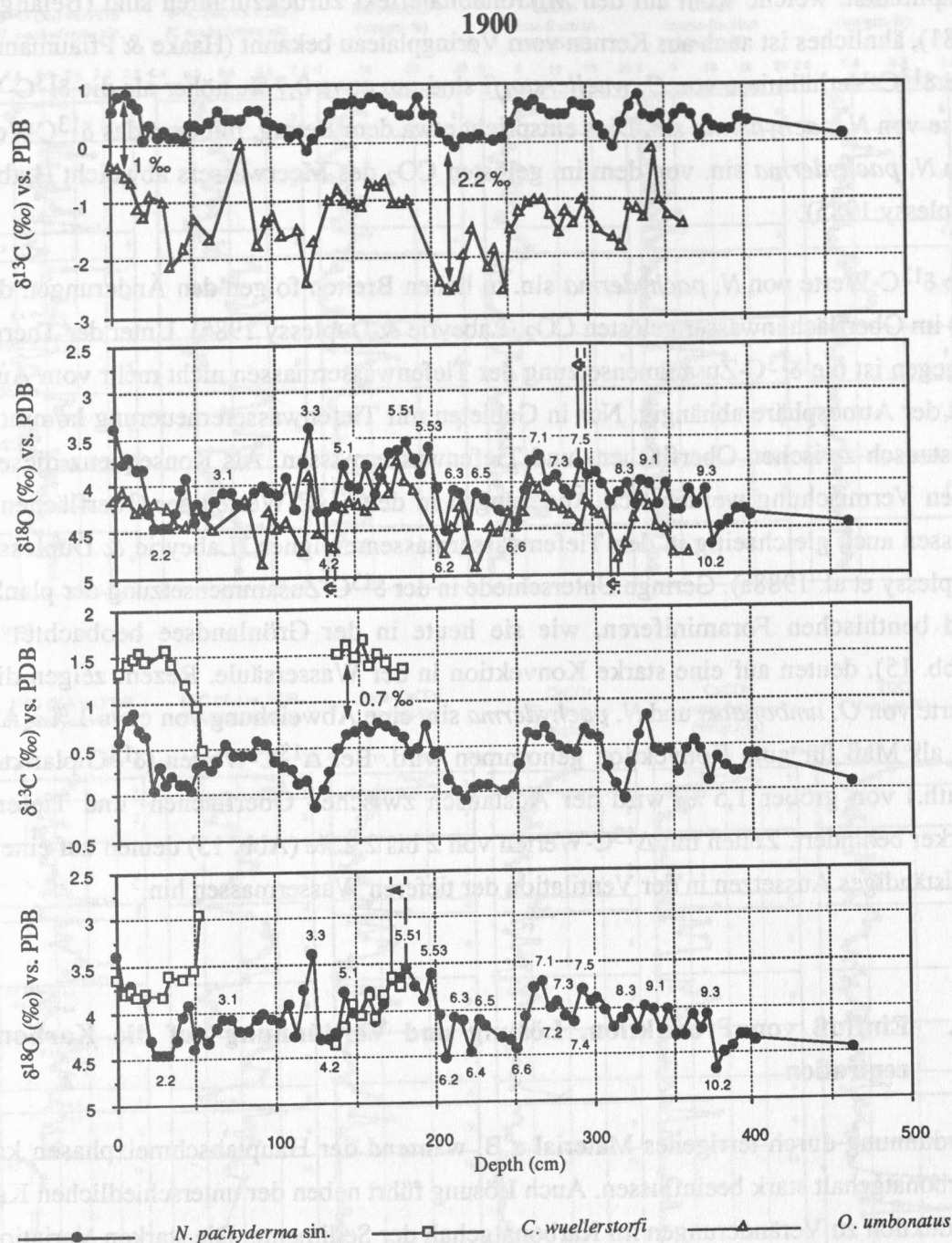


Abb. 15: Fortsetzung

Fig. 15: continued

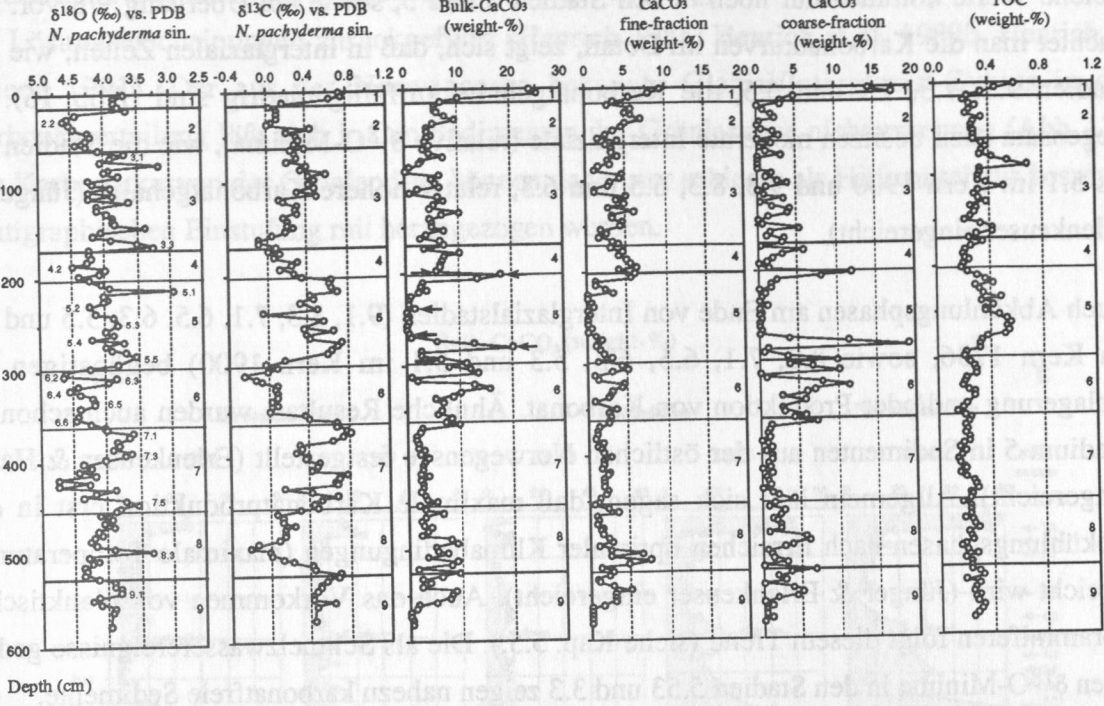
Im Unterschied zu den planktischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zeigen die benthischen wesentlich größere Amplituden, welche wohl auf den Mikrohabitateffekt zurückzuführen sind (Belanger et al. 1981), ähnliches ist auch aus Kernen vom Vøringplateau bekannt (Haake & Pflaumann 1989). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *C. wuellerstorfi* sind um etwa 0,7 ‰ höher als die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *N. pachyderma* sin. Dies entspricht etwa dem Betrag, mit dem das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis von *N. pachyderma* sin. von dem im gelösten CO_2 des Meerwassers abweicht (Labeyrie & Duplessy 1985).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* sin. in hohen Breiten folgen den Änderungen des $\delta^{13}\text{C}$ des im Oberflächenwasser gelösten CO_2 (Labeyrie & Duplessy 1985). Unter der Thermokline dagegen ist die $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung der Tiefenwassermassen nicht mehr vom Austausch mit der Atmosphäre abhängig. Nur in Gebieten mit Tiefenwassererneuerung kommt es zum Austausch zwischen Oberflächen- und Tiefenwassermassen. Als Konsequenz dieser intensiven Vermischung werden sich Änderungen in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Oberflächenwassermassen auch gleichzeitig in den Tiefenwassermassen ereignen (Labeyrie & Duplessy 1985, Duplessy et al. 1988a). Geringe Unterschiede in der $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung der planktischen und benthischen Foraminiferen, wie sie heute in der Grönlandsee beobachtet werden (Abb. 15), deuten auf eine starke Konvektion in der Wassersäule. Rezent zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* und *N. pachyderma* sin. eine Abweichung von etwa 1 ‰ (Abb. 15), die als Maß für gute Konvektion genommen wird. Bei $\Delta^{13}\text{C}$ -Werten ($\delta^{13}\text{C}$ plankt. - $\delta^{13}\text{C}$ benth.) von größer 1,5 ‰ wird der Austausch zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser stärker behindert. Zeiten mit $\Delta^{13}\text{C}$ -Werten von 2 bis 2,2 ‰ (Abb. 15) deuten auf eine nahezu vollständiges Aussetzen in der Ventilation der tieferen Wassermassen hin.

5.2. Einfluß von Produktion, Lösung und Verdünnung auf die Karbonatkonzentration

Verdünnung durch terrigenes Material z.B. während der Hauptabschmelzphasen kann den Karbonatgehalt stark beeinflussen. Auch Lösung führt neben der unterschiedlichen Karbonatproduktion zu Veränderungen im Karbonatgehalt der Sedimente. Die starken Variationen des Karbonatgehaltes in der Sedimentsäule zeigen charakteristische Zyklen, die von der Karbonatproduktion, Lösung und Verdünnung abhängig sind. Eng gekoppelt daran sind Veränderungen im Einfluß warmer atlantischer Wassermassen, Eisbedeckung und der Einstrom von Schmelzwasser. Ähnlich den Sauerstoffisotopen reagiert die Karbonatkonzentration auf die Veränderungen in der Ozeanographie.

1736



1900

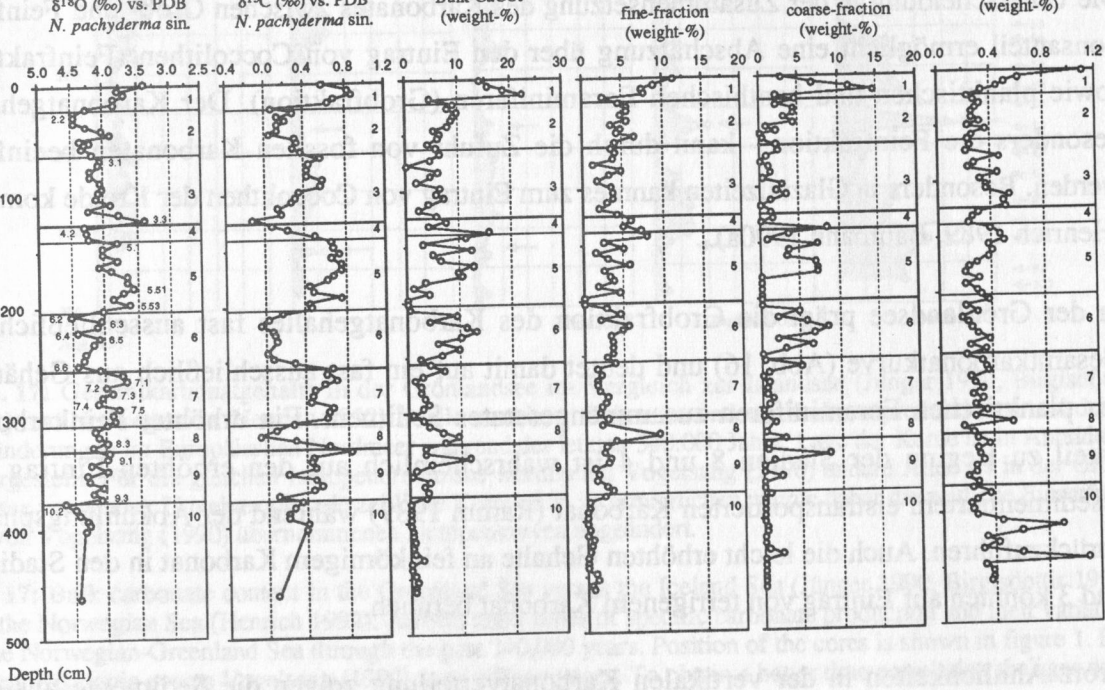


Abb. 16: Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse im Vergleich zu den Gewichtsanteilen des Gesamtkarbonat- und TOC-Gehaltes, sowie der Karbonatfein- und Karbonatgrobfraction der Kerne 1736 und 1900 aus der Grönlandsee. Pfeile im Kern 1736 markieren die Proben der REM-Lösungsindizes (siehe Tab. 5).

Fig. 16: Oxygen- and carbon isotope records in comparison to the weight percentage of the bulk carbonate- and total oraganic carbon content (TOC), as well as the carbonate fine- and coarse-fraction of cores 1736 and 1900. Arrows in core 1736 mark the samples for the SEM dissolution index (see table 5).

Maximale Karbonatgehalte sind nur im Holozän zu finden (siehe auch Kap. 4.2.). Annähernd gleiche Werte kommen nur noch in den Stadien 6 und 5, sowie am Übergang 9/8 vor. Betrachtet man die Karbonatkurven im Detail, zeigt sich, daß in interglazialen Zeiten, wie den Stadien 9.1, 7.3, 7.1 und 5.5, die Karbonatgehalte auffällig niedrig sind (Abb. 16). Im Gegensatz dazu besitzen moderate Interglaziale (relative $\delta^{18}\text{O}$ -Minima), wie die Stadien 5.4 bis 5.1 im Kern 1900 und 9.3, 8.3, 6.5 und 6.3, relativ höhere Karbonatgehalte (Jünger & Erlenkeuser eingereicht).

Auch Abkühlungsphasen am Ende von Interglazialstadien (9.1, 8.3, 7.1, 6.5, 6.3, 5.5 und 5.1 im Kern 1736, sowie 8.3, 7.1, 6.5, 6.3, 5.3 und 5.1 im Kern 1900) begünstigen die Ablagerung und/oder Produktion von Karbonat. Ähnliche Resultate wurden auch schon im Stadium 5 in Sedimenten aus der östlichen Norwegensee festgestellt (Erlenkeuser & Haake eingereicht). Allgemein läßt sich sagen, daß maximale Karbonatproduktion erst in den Abkühlungsphasen nach Erreichen optimaler Klimabedingungen (maximale Temperaturen) erreicht wird (Jünger & Erlenkeuser eingereicht). Auch das Vorkommen von planktischen Foraminiferen folgt diesem Trend (siehe Kap. 5.5.). Die als Schmelzwasserereignisse gedeuteten $\delta^{18}\text{O}$ -Minima in den Stadien 5.53 und 3.3 zeigen nahezu karbonatfreie Sedimente.

Die Unterscheidung in der Zusammensetzung des Karbonates zwischen Grob- und Feinfraktionsanteil ermöglicht eine Abschätzung über den Eintrag von Coccolithen (Feinfraktion) sowie planktischen und benthischen Foraminiferen (Grobfraktion). Der Karbonatgehalt - besonders die Feinfraktion - kann durch die Zufuhr von fossilen Karbonaten beeinflusst werden. Besonders in Glazialzeiten kann es zum Eintrag von Coccolithen der Kreide kommen (Henrich 1989, Baumann 1990a).

In der Grönlandsee prägt die Grobfraktion des Karbonatgehaltes fast ausschließlich die Gesamtkarbonatkurve (Abb. 16) und deutet damit auf ein fast ausschließlich aus Gehäusen der planktischen Foraminiferen zusammengesetztes Sediment. Ein erhöhter Feinkarbonatanteil zu Beginn der Stadien 8 und 4 ist wahrscheinlich auf den erhöhten Eintrag von resedimentiertem eistransportierten Karbonat (Ramm 1989) während der Abkühlungsphasen zurückzuführen. Auch die leicht erhöhten Gehalte an feinkörnigem Karbonat in den Stadien 6 und 3 könnten auf Eintrag von terrigenem Karbonat beruhen.

Trotz Ähnlichkeiten in der vertikalen Karbonatverteilung zeigen die Sedimente aus dem östlichen Europäischen Nordmeer deutliche Unterschiede in der biogenen Karbonatproduktion zur Grönlandsee, was auf die verschiedenen hydrographischen Gegebenheiten zurückzuführen ist. Während in der Grönlandsee das Stadium 6 deutlich erhöhte Karbonatgehalte zeigt, nehmen sie nach Osten zur Norwegensee ab (Abb. 17). Umgekehrt verhält es sich im Stadium 7, hier zeigen die Karbonatgehalte in der Norwegensee annähernd gleiche Werte wie

in den Stadien 5 und 1, während in der Grönlandsee nahezu karbonatfreie Sedimente vorhanden sind. Die niedrigen Karbonatgehalte in der Norwegensee während Stadium 6 werden auf Lösungserscheinungen zurückgeführt (Henrich 1986, Henrich et al. 1989b, Henrich & Thiede 1991). Der aus der Norwegensee bekannte Glazial/Interglazial-Zyklus in der Karbonatverteilung läßt sich in den Sedimenten der Grönlandsee nicht erkennen (Abb. 17). Die Karbonatkurven der Grönlandsee können daher nur schlecht als Hilfsmittel zur besseren stratigraphischen Einstufung mit herangezogen werden.

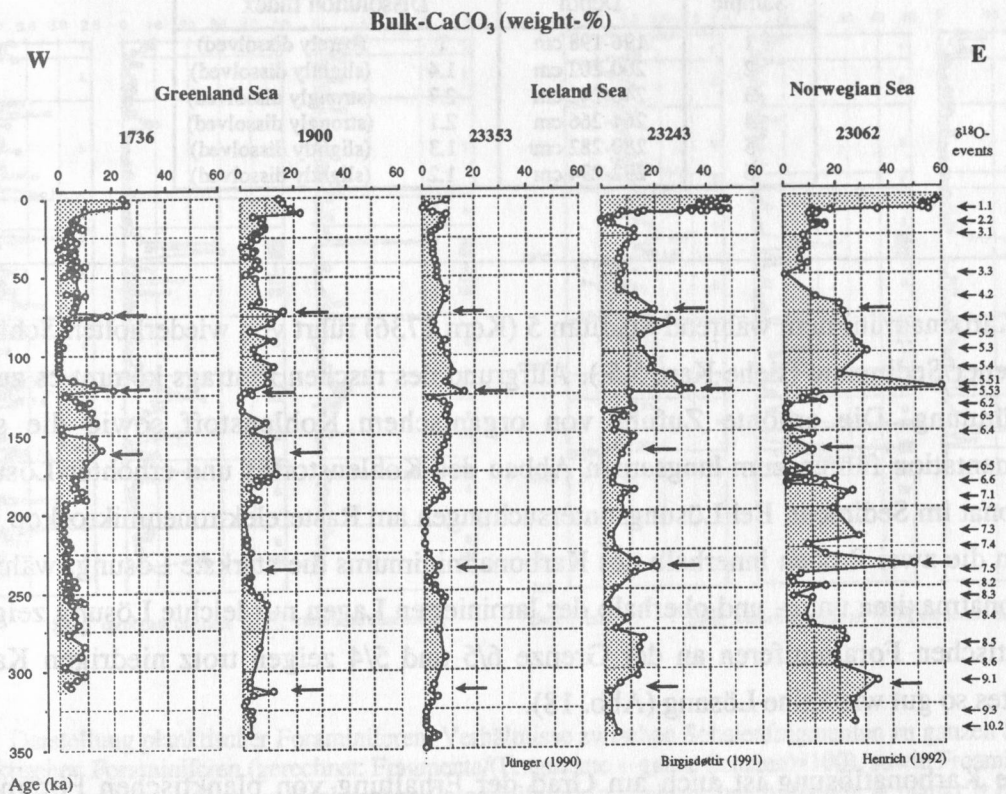


Abb. 17: Gesamtkarbonatgehalte in der Grönlandsee im Vergleich zur Islandsee (Jünger 1990, Birgisdóttir 1991) und Norwegensee (Henrich 1992). Pfeile markieren Zeiten besonderer Karbonatproduktionen und deren Veränderungen im Europäischen Nordmeer während der letzten 340.000 Jahre. Lage der Kerne ist in Abbildung 1 dargestellt. Für die gleichen Isotopenereignisse wurden bei Vogelsang (1990) andere Alter als in der Grönlandsee verwendet. Um eine optimale zeitliche Korrelation zu ermöglichen, wurde daher die zeitliche Einstufung der von Vogelsang (1990) übernommenen Isotopenkurven abgeändert.

Fig. 17: Bulk carbonate content in the Greenland Sea versus the Iceland Sea (Jünger 1990, Birgisdóttir 1991) and the Norwegian Sea (Henrich 1992). Arrows mark times of specific carbonate production and their variation in the Norwegian-Greenland Sea through the past 340,000 years. Position of the cores is shown in figure 1. For the same isotopic events Vogelsang (1990) used different ages. To obtain a better time correlation the ages used by Vogelsang (1990) have been corrected.

Tabelle 5: Rasterelektronenmikroskopisch (REM) ermittelte Lösungsindizes (Methode nach Meggers & Henrich eingereicht) an der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. im Kern 1736. In Abbildung 16 sind die untersuchten Proben mit Pfeilen markiert. Die Lösungsindizes von 1 bis 3 beschreiben Sedimente mit kaum bis stark gelösten Foraminiferengehäusen.

Table 5: By a Scanning Electron Microscope (SEM) determined dissolution index (methode after Meggers & Henrich submitted) of the planktonic foraminifera *N. pachyderma* sin. in core 1736. In figure 16 the samples are marked with arrows.

Sample	Depth	Dissolution Index	
1	196-198 cm	1	(barely dissolved)
2	200-202 cm	1.4	(slightly dissolved)
3	240-242 cm	2.7	(strongly dissolved)
4	264-266 cm	2.1	(strongly dissolved)
5	280-282 cm	1.3	(slightly dissolved)
6	292-294 cm	1.2	(slightly dissolved)

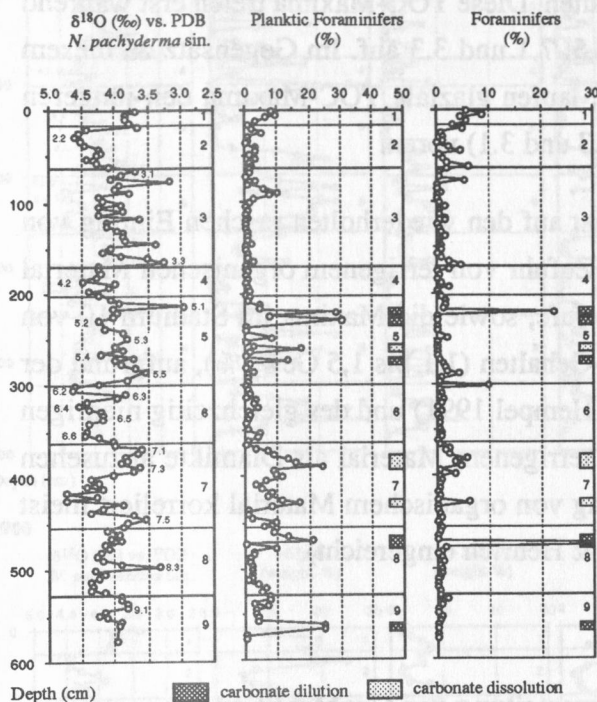
Das Karbonatminimum während Stadium 5 (Kern 1736) rührt von wiederholten Schüttungen terrigener Sedimente (siehe Kap. 5.5.). Aufgrund des raschen Eintrags kommt es zu starker Verdünnung. Die erhöhte Zufuhr von organischem Kohlenstoff sowie die schnelle Sedimentation führen zum langsamen Abbau des Kohlenstoffes und erhöhter Lösung von Karbonat im Sediment. Bei Lösungsuntersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (Tab. 5) zeigen die zwei Proben innerhalb des Karbonatminimums die stärkste Lösung, während die Karbonatmaxima unter- und oberhalb der laminierten Lagen nur leichte Lösung zeigen. Die planktischen Foraminiferen an der Grenze 6/5 und 5/4 zeigen trotz niedrigen Karbonatgehaltes so gut wie keine Lösung (Abb. 18).

Starke Karbonatlösung ist auch am Grad der Erhaltung von planktischen Foraminiferen bestimmbar (Thunell 1976, Berger et al. 1982). Man muß jedoch in Betracht ziehen, daß es in Zeiten verstärkten Terrigeneintrages, aufgrund der mechanischen Aufbereitung von Sedimentmaterial, auch zu einer erhöhten Fragmentierung von Foraminiferengehäusen kommen kann. Ein weiterer Parameter zur Bestimmung von Karbonatlösung ist das Verhältnis von benthischen zu planktischen Foraminiferen (Diester-Haass et al. 1986), da planktische Foraminiferen schneller gelöst werden als benthische (Thunell 1976, Berger et al. 1982). Erhöhte Lösung von Karbonaten würde auch in einer deutlichen Abnahme der Sedimentationsrate resultieren (Stein 1991).

Eine Kombination der unterschiedlichen Parameter zur Bestimmung von Karbonatlösung ist unbedingt wichtig. Daneben sollte auch die Sedimentationsrate sowie der Terrigeneintrag (siehe Kap. 5.5. und 5.6.) berücksichtigt werden. Alle Signale lassen für die Bereiche erhöhter Fragmentierung im Stadium 7 und 5 des Kerns 1736 (Abb. 18), sowie Stadium 7 im Kern

1900, auf Karbonatlösung und teilweise Verdünnung schließen. Während die Karbonatminima in den Stadien 10 und 9, und teilweise auch im Stadium 5, aufgrund des zeitgleichen hohen Eintrags an Quarz (siehe Kap. 5.5.) nur auf Verdünnung und/oder geringe Karbonatproduktion zurückzuführen sind. Diese Resultate stimmen gut mit den Ergebnissen der rasterelektronenmikroskopischen Untersuchung überein.

1736



1900

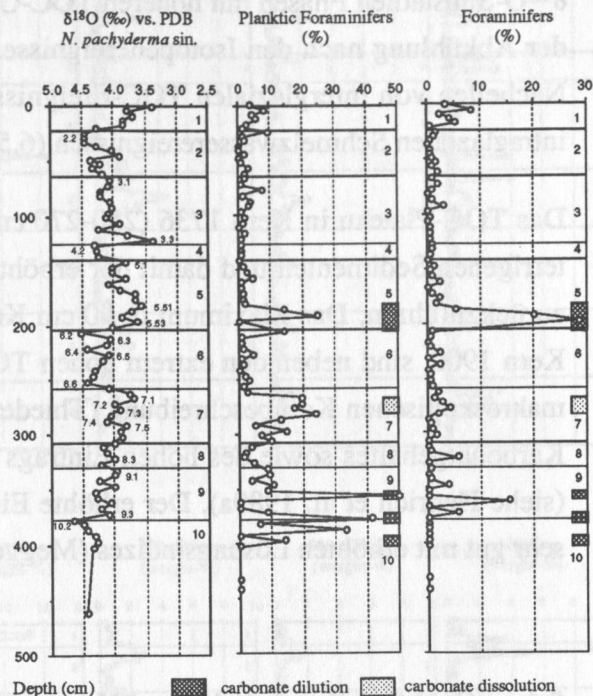


Abb. 18: Darstellung planktischer Foraminiferen: Verhältnisse zwischen Schalenfragmenten zu ganzen Schalen von planktischen Foraminiferen (gerechnet: Fragmente/(Fragmente + ganze Schalen)*100), sowie Foraminiferen als Verhältnis von benthischen zu planktischen Foraminiferen (gerechnet: benth./ (benth. + plankt.)*100), als Anzeiger für Zeiten erhöhter Karbonatlösung in der Grönlandsee. Dunkel schraffierte Flächen geben Sedimenthorizonte von Karbonatverdünnung an, helle Flächen Sedimentbereiche in denen Karbonatlösung stattfand.

Fig. 18: Planktic Foraminifers as ratio of shell fragments versus whole shells of the planktonic foraminifera (calculated: fragments/(fragments + whole shells)*100), as well as all foraminifers as the ratio of benthic versus planktonic foraminifera (calculated: benthic/(benthic + planktic)*100) as indicators for times with higher carbonate dissolution. Dark hatched areas indicate sediments where carbonate dilution took place, light areas sediments where carbonate dissolution appeared.

5.3. Organischer Kohlenstoffgehalt (TOC)

Die Verteilung des TOC-Gehaltes zeigt in beiden Sedimentkernen 1736 und 1900 von den Stadien 6 bis 1 einen ähnlichen Verlauf (Abb. 16), mit höchsten TOC-Gehalten an der Sedimentoberfläche (Abb. 7). Hohe TOC-Gehalte (0.4 Gew.-%) fallen mit niedrigen Karbonat-

werten zusammen. Horizonte mit niedrigen TOC-Gehalten liegen in Zeiten extrem glazialer Verhältnisse, während Intervalle mit höheren Konzentrationen in den Stadien 5 und 3 auftreten. Extrem niedrige TOC-Gehalte (0,2 Gew.-%) weist Stadium 7 im Kern 1736 auf. In den Stadien 10 bis 6 sind Fluktuationen im TOC-Gehalt (0,2 bis 0,4 Gew.-%) weniger stark ausgebildet.

Der hochauflösende Kern 1736 im westlichen Becken zeigt während einiger interglazialer $\delta^{18}\text{O}$ -Substadien Phasen mit höheren TOC-Gehalten. Diese TOC-Maxima treten erst während der Abkühlung nach den Isotopenereignissen 7.5, 7.1 und 3.3 auf. Im Gegensatz zu diesem Nacheilen von interglazialen TOC-Ereignissen, laufen glaziale TOC-Maxima den jüngeren intraglazialen Schmelzwasserereignissen (6.5, 6.3 und 3.1) voran.

Das TOC-Plateau in Kern 1736 (250-270 cm) ist auf den wiederholten raschen Eintrag von terrigenen Sedimenten und damit der erhöhten Zufuhr von terrigenem organischen Material zurückzuführen. Das Maximum in 90 cm Kernteufe, sowie die Maxima im Stadium 10 von Kern 1900, sind neben den extrem hohen TOC-Gehalten (1,1 bis 1,5 Gew.-%), aufgrund der makroskopischen Kernbeschreibung (Thiede & Hempel 1991) und des gleichzeitig niedrigen Karbonatgehaltes sowie des hohen Eintrags an terrigenem Material als Diamikte anzusehen (siehe Henrich et al. 1989a). Der erhöhte Eintrag von organischem Material korreliert meist sehr gut mit erhöhten Lösungsindizes (Meggers & Henrich eingereicht).

5.4. Grobfraktionsgehalte und Korngrößenverteilung der Grobfraction

Die beiden Sedimentkerne aus der Grönlandsee zeichnen sich mit <20 Gew.-% durch einen niedrigen Grobfraktionsanteil (>63 μm) im Gesamtsediment aus. Erhöhte Grobfraktionsgehalte (Abb. 19) treten vor allem in den Abschmelzphasen an Glazial/Interglazial-Übergängen auf (10/9, 6/5 und 2/1). Sedimenthorizonte mit erhöhtem TOC-Gehalt zeichnen sich durch das Vorkommen von hohen Anteilen an Feinfraction (<63 μm) aus.

Die Ursache für die extrem niedrigen Grobfraktionsgehalte in den Stadien 7 und 5 (Kern 1736) sind auf den raschen Eintrag von feinkörnigen terrigenen Sedimenten während dieser Zeiten zurückzuführen, die als laminierte Ablagerungen im Sediment zu erkennen sind (siehe Kap. 5.1.).

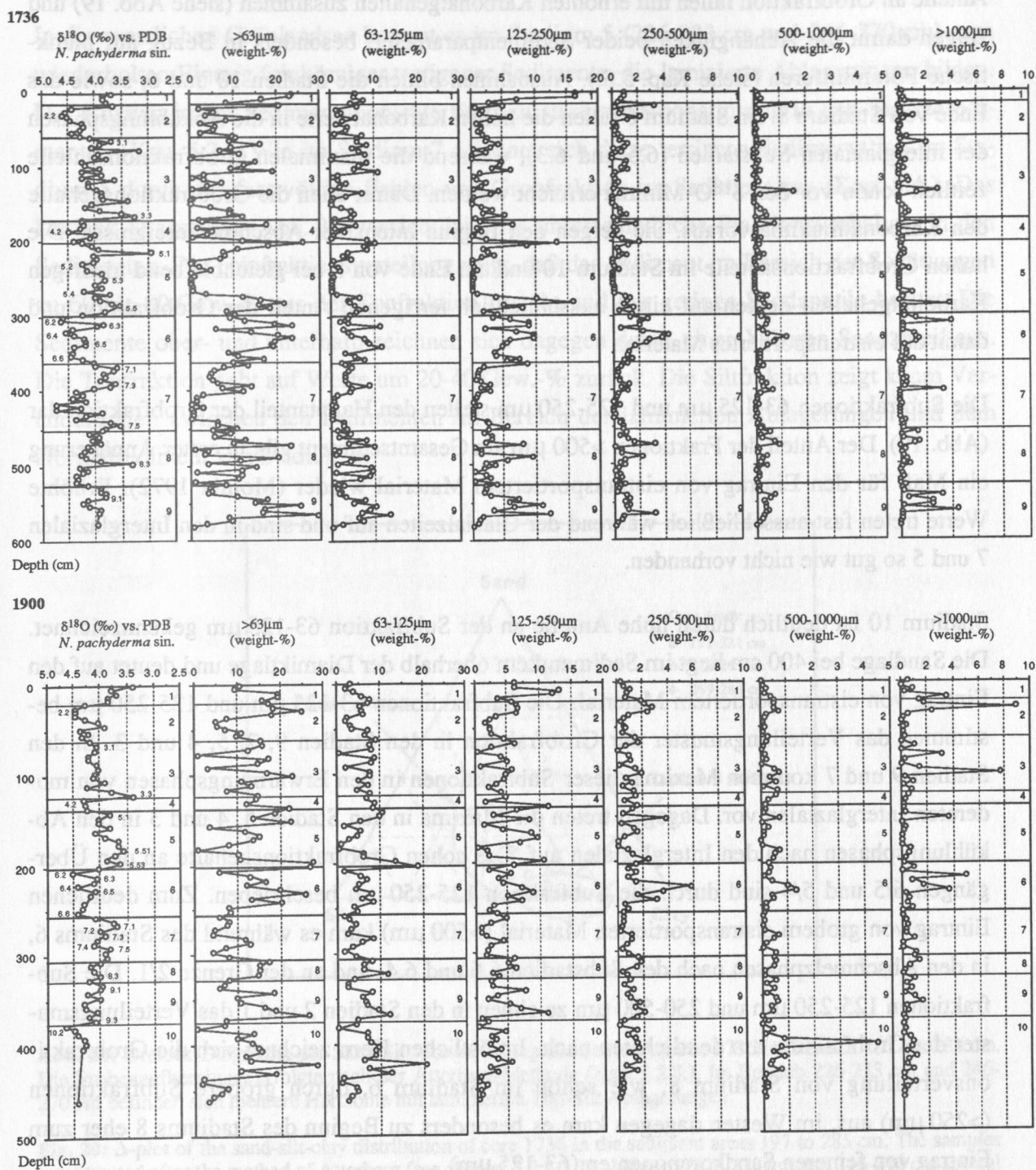


Abb. 19: Gewichtsanteile der Grobfraction (>63 μm) und der Fraktionen 63-125 μm , 125-250 μm , 250-500 μm , 500-1000 μm und >1000 μm am Gesamtsediment in den untersuchten Sedimentkernen 1736 und 1900.

Fig. 19: Weight percentage of the coarse fraction (>63 μm) and of the fractions 63-125 μm , 125-250 μm , 250-500 μm , 500-1000 μm and >1000 μm of the bulk-sediment in cores 1736 and 1900 from the Greenland Sea.

Auffällig sind die hohen Grobfraktionsanteile in den Stadien 10, 9 und 6, während Sedimente der Stadien 7 und 5 verhältnismäßig niedrige Gehalte an Grobfraktion aufweisen. Sehr hohe Anteile an Grobfraktion fallen mit erhöhten Karbonatgehalten zusammen (siehe Abb. 19) und zeigen damit die Abhängigkeit beider Sedimentparameter, besonders in Bezug auf planktische Foraminiferen (siehe Kap. 5.5.). Ausnahmen bilden die Stadien 10 und 6, sowie das Ende von Stadium 8. Im Stadium 6 fallen die hohen Karbonatwerte in die Abkühlungsphasen der interglazialen Substadien (6.5 und 6.3), während die maximalen Grobfraktionsanteile zeitlich schon vor den $\delta^{18}\text{O}$ -Minima erreicht werden. Damit eilen die Grobfraktionsgehalte den Karbonatmaxima voraus. Sie zeigen den Beginn intensiver Abschmelzereignisse. Die hohen Grobfraktionsanteile im Stadium 10 und am Ende von 8 bei gleichbleibend niedrigen Karbonatgehalten deuten auf einen ausschließlich terrigenen Anteil der Grobfraktion und damit auf eistransportiertes Material.

Die Subfraktionen 63-125 μm und 125-250 μm stellen den Hauptanteil der Grobfraktion dar (Abb. 19). Der Anteil der Fraktionen $>500 \mu\text{m}$ am Gesamtsediment gibt in erster Annäherung ein Maß für den Eintrag von eistransportiertem Material wieder (Molnia 1972). Erhöhte Werte treten fast ausschließlich während der Glazialzeiten auf und sind in den Interglazialen 7 und 5 so gut wie nicht vorhanden.

Stadium 10 ist deutlich durch hohe Anteile an der Subfraktion 63-125 μm gekennzeichnet. Die Sandlage bei 400 cm liegt im Sedimentkern oberhalb der Diamiktlage und deutet auf den Eintrag von eistransportiertem Material. Die Subfraktionen 63-125 μm und 125-250 μm bestimmen das Verteilungsmuster der Grobfraktion in den Stadien 9, 7, 5, 4 und 3. In den Stadien 9 und 7 kommen Maxima dieser Subfraktionen in den Erwärmungsphasen von moderaten Interglazialen vor. Dagegen treten die Maxima in den Stadien 5, 4 und 3 in den Abkühlungsphasen nach den Interglazialen auf. Die hohen Grobfraktionsgehalte an den Übergängen 6/5 und 5/4 sind durch die Subfraktion 125-250 μm beschrieben. Zum deutlichen Eintrag von grobem eistransportiertem Material ($>500 \mu\text{m}$) kam es während des Stadiums 6, in den Abschmelzphasen nach den Substadien 6.6 und 6.4, und an der Grenze 2/1. Die Subfraktionen 125-250 μm und 250-500 μm zeichnen in den Stadien 2 und 1 das Verteilungsmuster der Grobfraktion am deutlichsten nach. Im östlichen Kern zeichnet sich die Grobfraktionsverteilung von Stadium 8, wie schon im Stadium 6, durch gröbere Subfraktionen ($>250 \mu\text{m}$) aus, im Westen dagegen kam es besonders zu Beginn des Stadiums 8 eher zum Eintrag von feineren Sandkomponenten (63-125 μm).

5.4.1. Korngrößenverteilung der Feinfraktion im Bereich der laminierten Ablagerungen

In der westlichen Grönlandsee kommt es im Stadium 5 (226-233 cm und 246-270 cm) zum wiederholten Eintrag feinkörniger terrigener Sedimente, die laminierte Ablagerungen bilden. Der Anstieg in der Sedimentationsrate führt zu starker Karbonatlösung in den Tiefseesedimenten (Kap. 5.2.). Wie im Stadium 7 zeichnet sich diese terrigene Sedimentation im Stadium 5 durch das fast völlige Fehlen von Grobfraktion im Sediment aus (Kap. 5.4.). Das Dreieck-Diagramm (Abb. 20) verdeutlicht das unterschiedliche Fraktionsverhältnis in den Sedimenten. Die Feinfraktionsverteilung zeigt, daß das Sediment im Bereich der Schüttungen zu 60 bis 80 Gew.-% aus der Tonfraktion besteht und nur geringe Sandanteile besitzt. Die Sedimente ober- und unterhalb zeichnen sich dagegen durch einen höheren Sandanteil aus. Die Tonfraktion geht auf Werte um 20-40 Gew.-% zurück. Die Siltfraktion zeigt kaum Veränderungen zwischen den Sedimenten im Bereich der laminierten Ablagerungen und dem Normalsediment von Stadium 5.

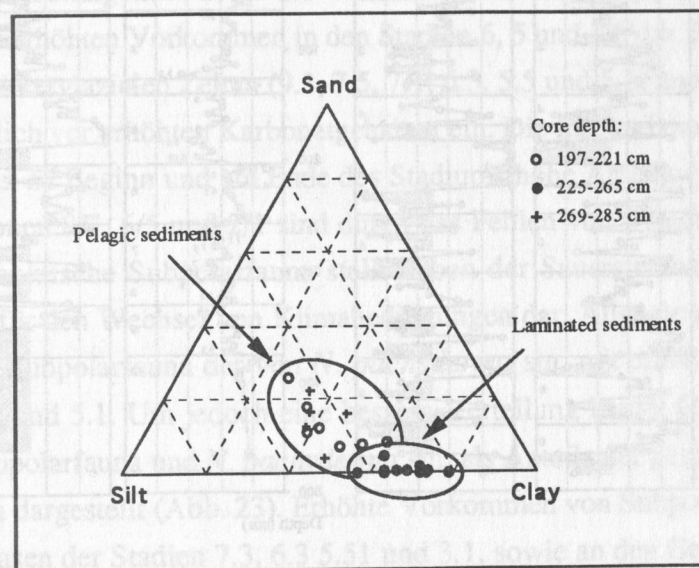


Abb. 20: Dreieck-Diagramm der Sand-Silt-Tonverteilung des Sedimentkerns 1736 im Bereich 197 bis 285 cm. Die Probenaufbereitung erfolgte nach der Atterberg-Methode (Kap. 3.2.3.). Im Bereich 226-233 cm und 246-270 cm befinden sich mehrere Horizonte mit laminierten Ton-Silt Ablagerungen.

Fig. 20: Δ -plot of the sand-silt-clay distribution of core 1736 in the sediment areas 197 to 285 cm. The samples were treated after the method of Atterberg (see chapter 3.2.3.). In a depth of 226-233 cm and 246-270 cm several layers of laminated clay-silt depositions were observed.

5.5. Verteilungsmuster der biogenen und terrigenen Komponenten

Ein erster markanter Umschwung in der Komponentenzusammensetzung von ausschließlich terrigenem zu biogenem Anteil erfolgt kurz vor Substadium 9.1 (Abb. 21). Ein nächster drastischer Wechsel in der Sedimentzusammensetzung ist im Substadium 5.53 und dann wieder an der Termination I zu beobachten. Die hohen Terrigenanteile im Substadium 5.53 und an der Termination I deuten auf Zeiten extremer Abschmelzphasen. Der maximale Anteil an terrigenen Komponenten während der Substadien 5.4 bis 5.2 im Kern 1736 ist auf den erhöhten terrigenen Sedimenteintrag zurückzuführen. Hohe Anteile an terrigenem Material werden meist von einem anschließenden starken Anstieg im Karbonatgehalt gefolgt (Baumann et al. 1993).

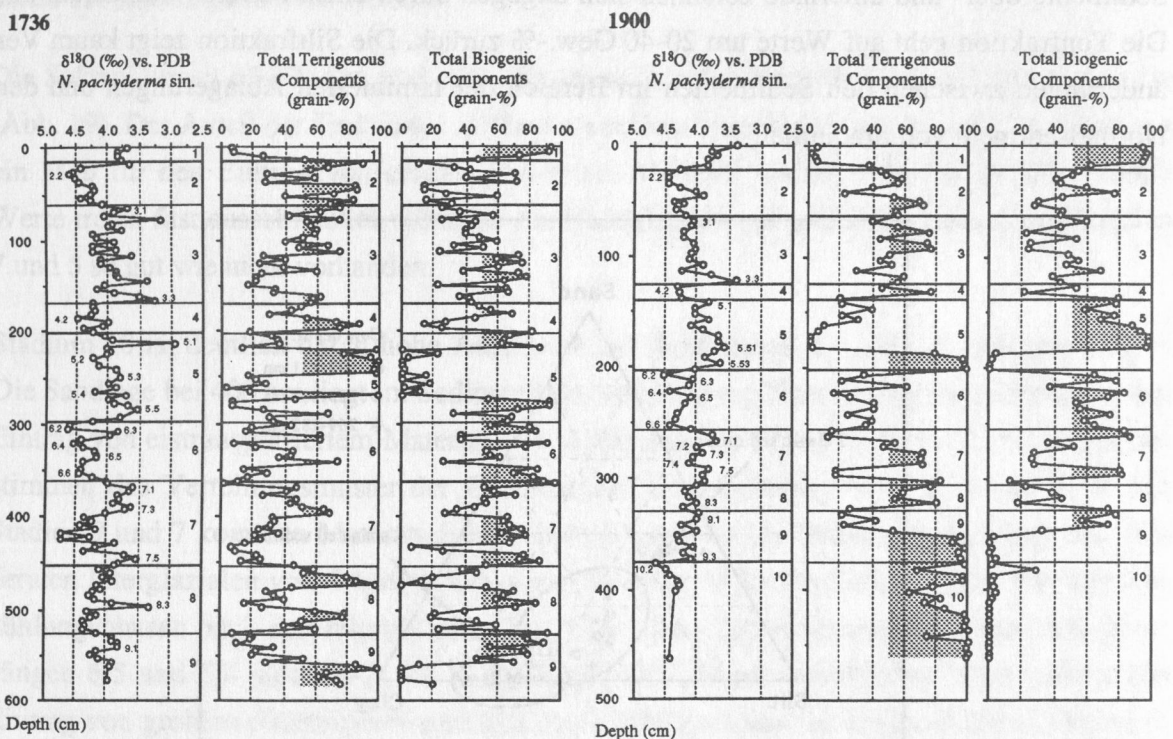


Abb. 21: Häufigkeitsverteilung des Terrigen- und Biogenanteils in der Fraktion 125-500µm der Kerne 1736 und 1900 aus der Grönlandsee. Der Terrigenanteil ergibt sich aus dem Anteil von Quarz und Gesteinsbruchstücken. Die Anteile von planktischen und benthischen Foraminiferen sowie Radiolarien und Diatomeen wurden als biogene Komponente zusammengefaßt (siehe Tab. A-3).

Fig. 21: Distribution of the grain percentage of terrigenous and biogenic components in the fraction 125-500µm in cores 1736 and 1900. Quartz and rock fragments are summarized in the terrigenous components, while the biogenic components consist of the planktonic and benthic foraminifera as well as radiolarians and diatoms (see also table A-3).

Während der Karbonatgehalt große Schwankungen mit ausgeprägten Maxima und Minima aufweist, die sich meist nicht mit interglazialen Substadien zeitgleich ereignen (siehe Kap. 5.2.), bilden die hohen Anteile an biogenen Komponenten in den Interglazialen und

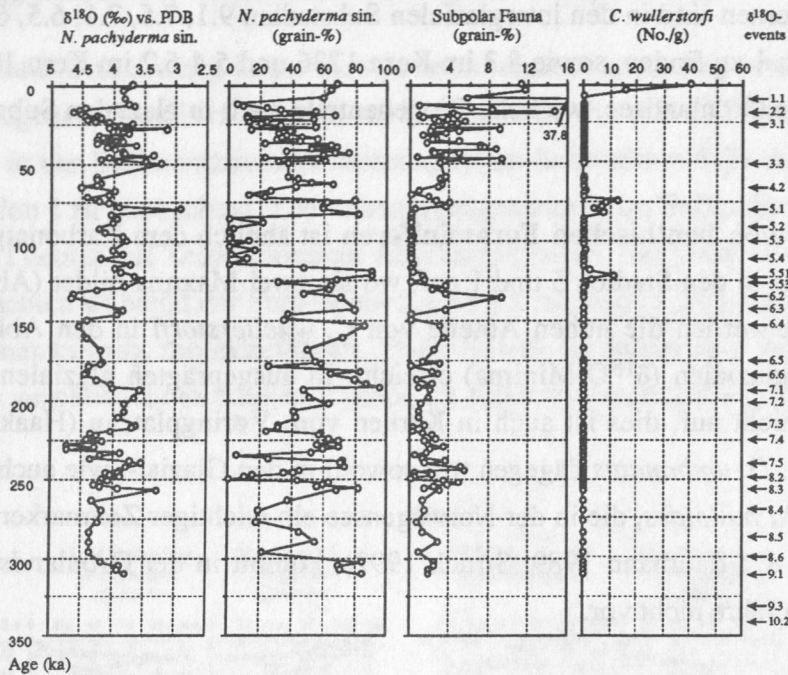
warmen Glazialphasen breitere Horizonte in der Sedimentsäule. Die Maximalanteile an biogenen Komponenten sind in den interglazialen Substadien 9.1, 7.5, 7.1, 6.5, 6.3, 5.5 und 5.1, und im Stadium 1 zu finden, sowie 8.3 im Kern 1736 und 5.4-5.2 im Kern 1900. Ausnahme ist die westliche Grönlandsee, wo hohe Biogenanteile auch in glazialen Substadien (7.4 und 6.4) auftreten.

Die Verteilung von **benthischen Foraminiferen** ist ähnlich dem Karbonatgehalt. *C. wuellerstorfi* tritt nur in den Stadien 5 und 1 auf, wo sie zwei Maxima bildet (Abb. 22). Wie der Karbonatgehalt werden die hohen Anteile von *C. wuellerstorfi* in den Abkühlungsphasen nach den Interglazialen ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima) erreicht. In ausgeprägten glazialen Phasen tritt *C. wuellerstorfi* nicht auf, dies ist auch in Kernen vom Vøringplateau (Haake & Pflaumann 1989) zu sehen. *O. umbonatus* dagegen tritt sowohl in den Glazial-, wie auch Interglazialzeiten auf. *Pullenia bulloides*, die in der Norwegensee ein wichtiger Zeitmarker für Substadium 5.1 ist (Haake & Pflaumann 1989, Struck 1992), kommt in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre nicht vor.

Gegenüber dem Karbonatgehalt zeigt die Verteilung von *N. pachyderma* sin. größere Schwankungen, mit erhöhten Vorkommen in den Stadien 6, 5 und 1 (Abb. 22). Maximalwerte liegen vor allem in interglazialen Zeiten (9.1, 7.5, 7.1, 6.3, 5.5 und 5.1) und setzen, besonders im Stadium 5, deutlich vor erhöhten Karbonatgehalten ein. Die fast karbonatfreien Sedimente im Stadium 7 zeigen zu Beginn und am Ende des Stadiums hohe Anteile von *N. pachyderma* sin. Die Terminationen 8/7, 6/5 und 2/1 sind durch das Fehlen von *N. pachyderma* sin. ausgezeichnet. Die planktische Subpolarfauna stellt neben der Sauerstoffisotopenkurve einen weiteren Anzeiger für den Wechsel von Klimabedingungen dar. Allgemein folgt die Häufigkeitsverteilung der Subpolarfauna der von *N. pachyderma* sin. mit erhöhten Werten in den Substadien 7.5, 7.1 und 5.1. Um jedoch eine bessere Verteilung beider Gruppen zu bekommen, wurde die Subpolarfauna und *N. pachyderma* sin. als Anteile der gesamten planktischen Foraminiferenfauna dargestellt (Abb. 23). Erhöhte Vorkommen von Subpolarfauna werden in den Abkühlungsphasen der Stadien 7.3, 6.3 5.51 und 3.1, sowie an den Grenzen 8/7, 5/4 und 2/1 beobachtet (Abb. 23).

Die Vorkommen von **Schreibkreidefragmenten** können als Hinweis für den Transport von Eisbergen aus südlicher Richtung ins Europäische Nordmeer genommen werden. Das nördlichste bekannte Schreibkreidevorkommen liegt in der Nordsee südlich 59°N (Hancock 1984). Nördlich von 59°N bestehen die oberen Kreideschichten (Campan und Maastricht) fast ausschließlich aus Klastika, während Schreibkreide fehlt. Daher müssen Eisberge mit einer nordwärts gerichteten Strömung transportiert und in der zentralen Grönlandsee geschmolzen sein. Der Transport kann zum einen direkt aus der Norwegensee in die Grönlandsee erfolgt sein oder durch Rezirkulation über das nördliche Europäische Nordmeer (Framstraße).

1736



1900

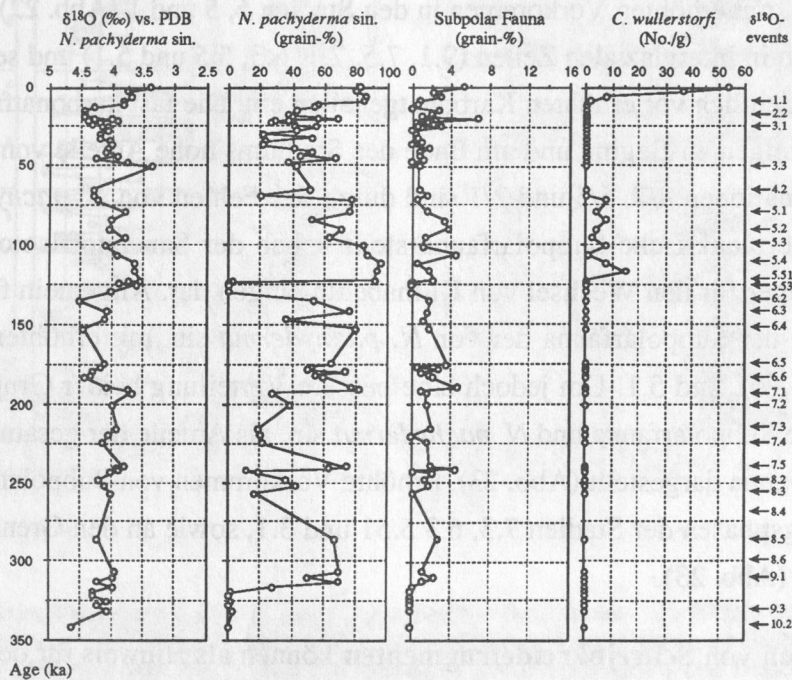


Abb. 22: Häufigkeitsverteilung von *N. pachyderma* sin. und der planktischen Subpolarfauna in der Fraktion 125-500 μm , sowie Anteil der Individuen pro Gramm Sediment der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* in der Fraktion 250-500 μm der Kerne 1736 und 1900 aus der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre.

Fig. 22: Distribution of the grain percentage of *N. pachyderma* sin. and the planktonic subpolar fauna in the fraction 125-500 μm as well as the number of individuals per gram sediment of the benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* in the fraction 250-500 μm of cores 1736 and 1900 from the Greenland Sea.

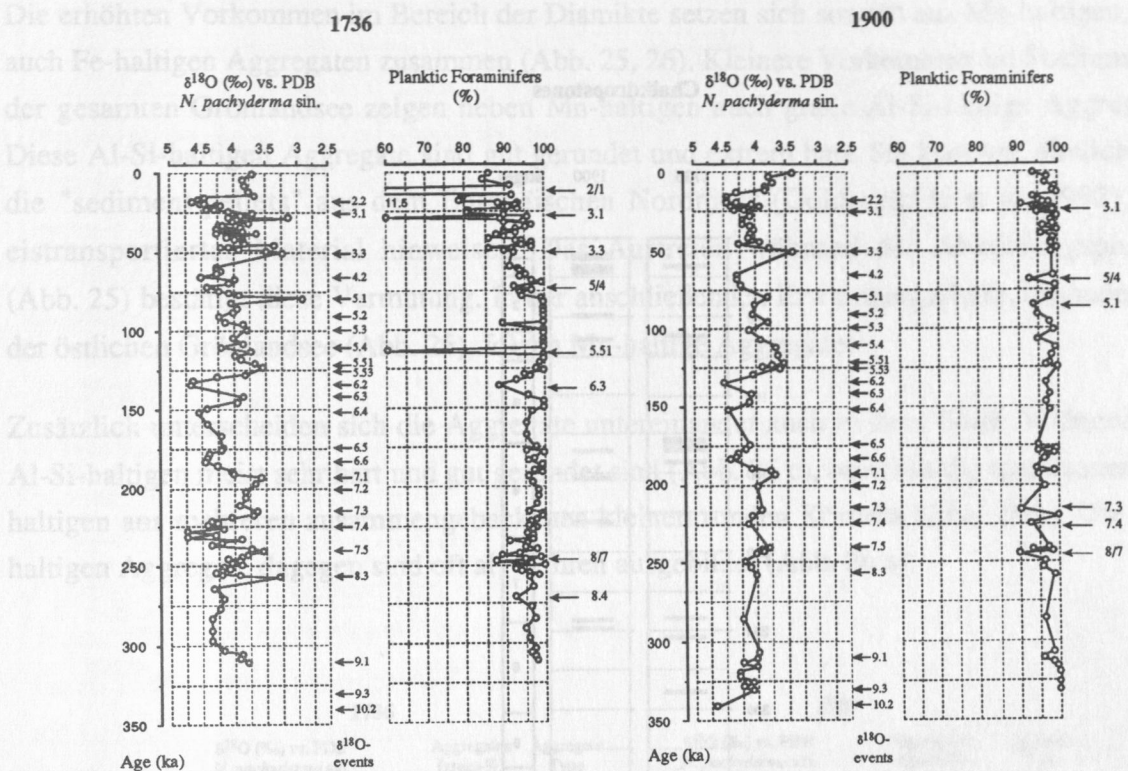


Abb. 23: Das Verhältnis der planktischen Foraminiferen *N. pachyderma* sin. zur planktischen Subpolarfauna (gerechnet: $N. pachy. / (N. pachy. + \text{Subpolar}) * 100$) als Anzeiger warmer atlantischer Wassermassen in den Kernen 1736 und 1900 während der letzten 340.000 Jahre. Neben den Verhältniskurven sind Zeiten erhöhter Subpolarfaunenanteile markiert.

Fig. 23: The ratio of the planktic Foraminifers *N. pachyderma* sin. versus the planktonic subpolar fauna (calculated: $N. pachy. / (N. pachy. + \text{Subpolar}) * 100$) as indicator for warm Atlantic water masses in cores 1736 and 1900. Next to the curves times of increased subpolar fauna are indicated.

So treten Schreibkreidefragmente in der Grönlandsee hauptsächlich während der Abschmelzphasen, wie an den Übergängen 8/7, 6/5, 4/3 und 2/1 auf. In der östlichen Grönlandsee kommt es zusätzlich zum Auftreten von Schreibkreide in den Substadien 6.5 bis 6.2, sowie im Stadium 2. (Abb. 24). In den Stadien 8, 6 und 2, sowie an der Termination 8/7, treten zeitgleich auch erhöhte Anteile an subpolaren Foraminiferen auf (Abb. 23).

Das gehäufte Vorkommen von Schreibkreide in den Stadien 6 und 2 in der westlichen Grönlandsee ähnelt der Verteilung auf dem Vøringplateau (Henrich 1992), während das Auftreten von Schreibkreidefragmenten an den Terminationen 8/7 und 6/5 aus der westlichen Grönlandsee mit denen aus der Islandsee (Henrich 1992) gut übereinstimmen. Eine Abnahme in der Konzentration von Schreibkreide nach Norden und Westen deutet das allmähliche Nachlassen einer nordwärts gerichteten Oberflächenströmung im Europäischen Nordmeer sowie dem Rückgang der Vereisung im Liefergebiet der Schreibkreide an (frdl. Mittl. Dr. R. Spielhagen).

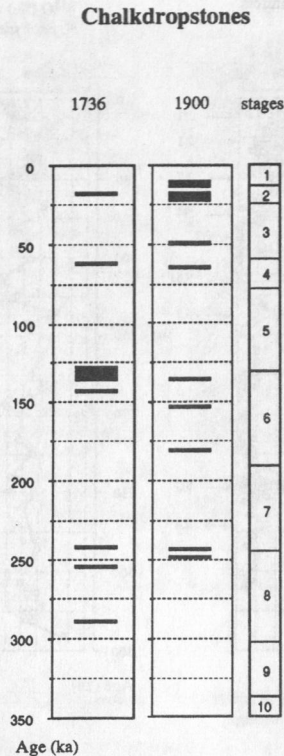


Abb. 24: Verteilung von Schreibkreidefragmenten der Fraktion $>500\ \mu\text{m}$ in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre.

Fig. 24: Distribution of chalk dropstones in the fraction $>500\ \mu\text{m}$ during the past 340,000 years.

Eine Ausnahme in der Komponentenzusammensetzung des Sediments bildet das erhöhte Auftreten von **Aggregaten**. Die Sedimentation von TOC-reichen Turbiditen, die Abnahme in der organischen Akkumulationsrate oder der Anstieg im O_2 des Bodenwassers, kann zur Entwicklung einer Oxidationsfront im Sediment führen, die dann nach unten migriert (Wilson et al. 1986). Solche metallangereicherten Horizonte treten besonders während des letzten Glazial/Interglazial-Übergangs auf (Wilson et al. 1986, Wallace et al. 1988). Bei der Entstehung der Aggregate wird das Karbonat durch untersättigtes Bodenwasser gelöst und durch Eisen- und Mangan-Oxide und Silikate ersetzt (Nesteroff 1982).

Im östlichen Grönlandbecken treten Aggregate nur im Stadium 10 im Bereich der TOC-reichen Diamiktlagen auf. Auch zu Beginn der laminierten Ablagerungen in den Stadien 7 und 5 im westlichen Grönlandbecken besteht das Sediment fast ausschließlich aus Aggregaten (Abb. 25). In Bereichen erhöhten Sedimenteintrags kommen schwarze Mn-haltige Aggregate vor. Auch in Phasen deutlicher Erwärmung sind Mn-haltige Aggregate zu finden.

Die erhöhten Vorkommen im Bereich der Diamikte setzen sich sowohl aus Mn-haltigen, wie auch Fe-haltigen Aggregaten zusammen (Abb. 25, 26). Kleinere Vorkommen im Stadium 9 in der gesamten Grönlandsee zeigen neben Mn-haltigen auch graue Al-Si-haltige Aggregate. Diese Al-Si-haltigen Aggregate sind gut gerundet und extrem hart. Sie könnten, ähnlich wie die "sediment-pellets" aus dem Europäischen Nordmeer (Goldschmidt et al. 1992), auf eistransportiertes Material hinweisen. Das Auftreten während der Abkühlungsphasen (Abb. 25) bestätigt diese Vermutung. In der anschließenden Erwärmungsphase, besonders in der östlichen Grönlandsee (Abb. 25), folgen Mn-haltige Aggregate.

Zusätzlich unterscheiden sich die Aggregate untereinander auch in ihrer Form. Während die Al-Si-haltigen meist sehr hart und gut gerundet sind (Abb. 26 c), bestehen die rostbraunen Fe-haltigen aus mehreren zusammengebackenen kleinen runden Körnern (Abb. 26 b). Die Mn-haltigen Aggregate dagegen sind oft als Röhren ausgebildet (Abb. 26 a).

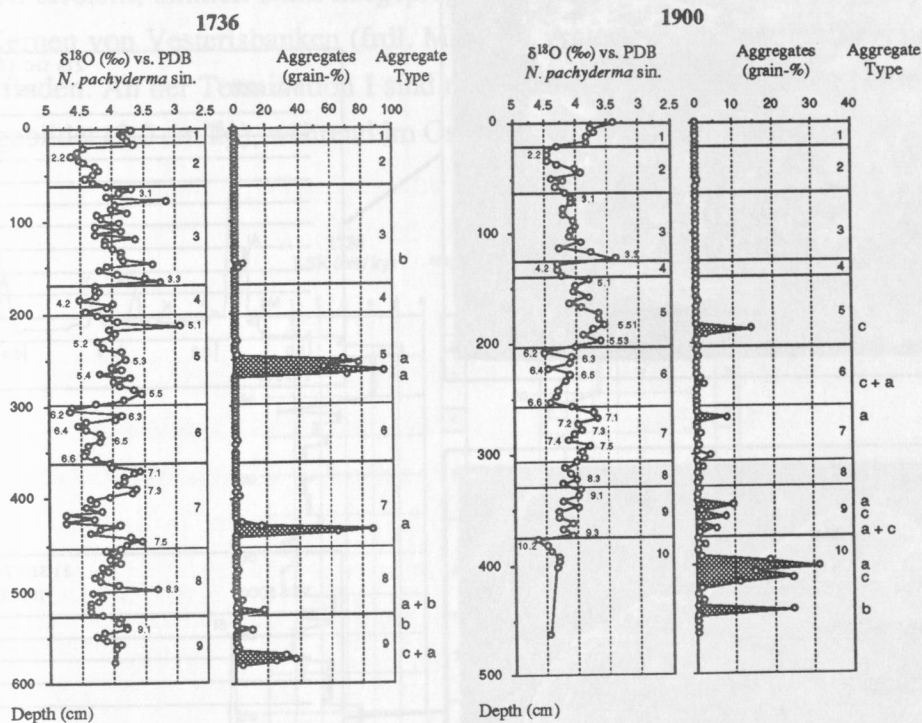


Abb. 25: Häufigkeitsverteilung von Aggregaten in der Fraktion 125-500 µm in den Kernen 1736 und 1900. Es werden die unterschiedlichen Typen in der Kerntiefe markiert: (a): schwarz und Mn-haltig, (b): rostbraun und Fe-haltig, (c): grau und K-Al-Si-haltig. Zusammensetzung der Aggregate ist in Abbildung 26 dargestellt.

Fig. 25: Distribution of aggregates in the fraction 125-500 µm in cores 1736 and 1900. The different aggregate types are marked next to the depth scale: (a): black with Mn-content, (b): rusty brown with Fe-content, (c): gray with K-Al-Si-content. Composition of the aggregates is shown in figure 26.

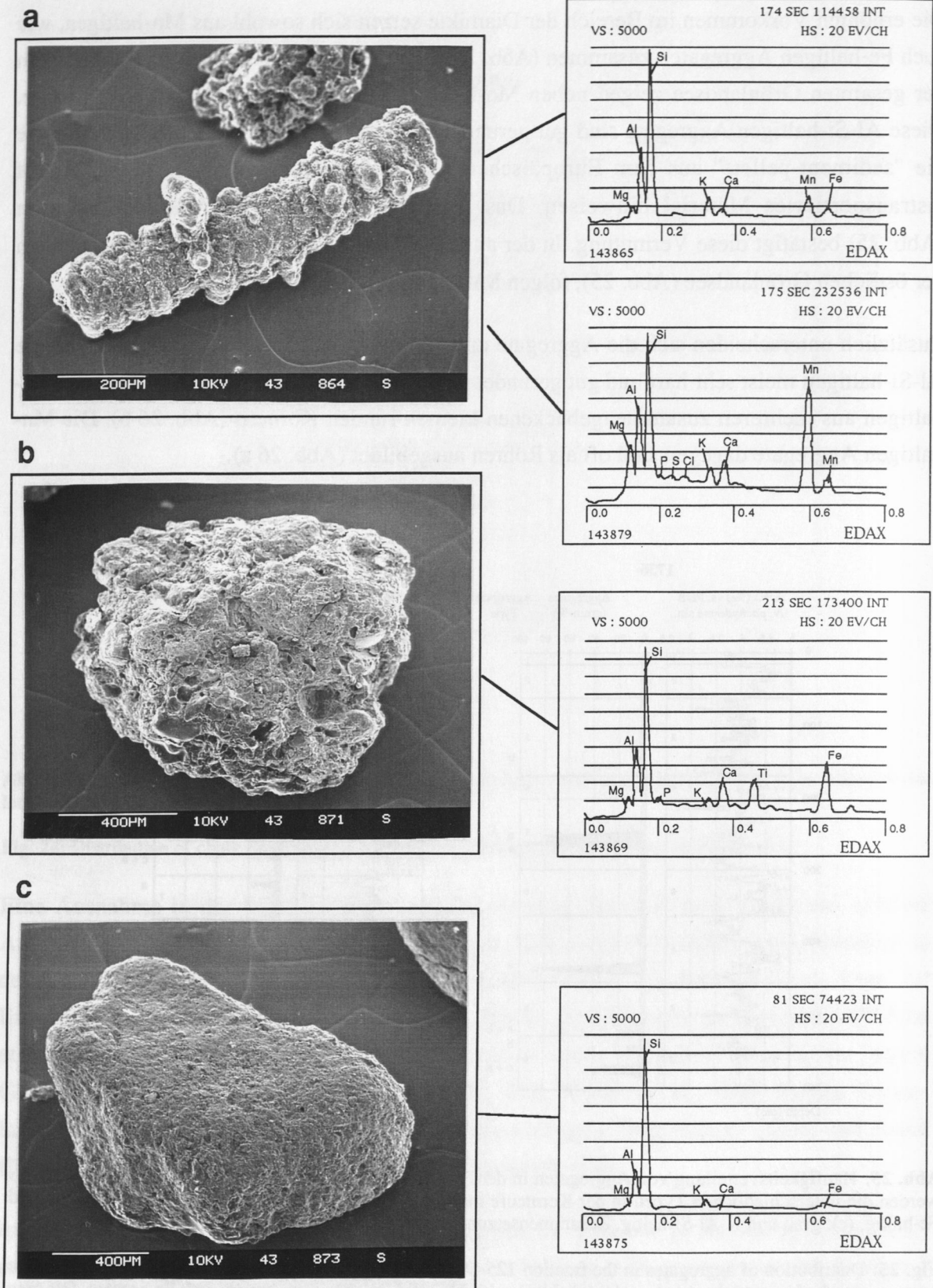


Abb. 26: Edaxdiagramme der einzelnen Aggregat-Typen (a): Mn-haltig (260 cm, Kern 1736), (b): Fe-haltig (540 cm, Kern 1736) und (c): K-Al-Si-haltig (412 cm, Kern 1900).

Fig. 26: Edax diagrams of the different aggregate types (a): Mn-content (260 cm, core 1736), (b): Fe-content (540 cm, core 1736), (c): K-Al-Si-content (412 cm, core 1900).

5.6. Lineare Sedimentationsraten

Die linearen Sedimentationsraten in der Grönlandsee schwanken in den letzten 340.000 Jahren zwischen 0,4 und 5,5 cm/ky (Tab. A-6). In den letzten 50.000 Jahren sind die Sedimentationsraten besonders im Kern 1736 deutlich höher (Abb. 27). Die geringsten Sedimentationsraten treten zu Beginn des Stadiums 8 und in der Mitte des Stadiums 6 auf. Im Kern 1900 muß sogar aufgrund der extrem niedrigen Sedimentationsraten von Stadium 8 auf Hiaten geschlossen werden.

Sehr hohe Sedimentationsraten werden an den Übergängen 8/7 und 7/6 erreicht, wobei die Werte in der östlichen Grönlandsee (Kern 1900) um 0,3 bis 0,8 cm/ky höher sind als in der westlichen (Kern 1736) (Abb. 27). An der Termination 6/5 zeigt nur der östliche Kern maximale Sedimentationsraten, die auf starke Abschmelzereignisse in dieser Region hindeuten. Ein ähnlicher W-E Gradient mit erhöhten Werten im Osten ist auch im südlichen Europäischen Nordmeer zu finden (Vogelsang 1990). Maximalwerte werden in beiden Kernen an der Grenze 3/2 erreicht, ähnlich stark ausgeprägte Sedimentationsraten am Übergang 3/2 sind auch in Kernen von Vesterisbanken (frdl. Mittl. M. Antonow) und der Framstraße (Hebbeln 1991) zu finden. An der Termination I sind nur im Westen deutlich erhöhte Sedimentationsraten ausgebildet (3,0 cm/ky), während im Osten ein einheitlicher Übergang erfolgt.

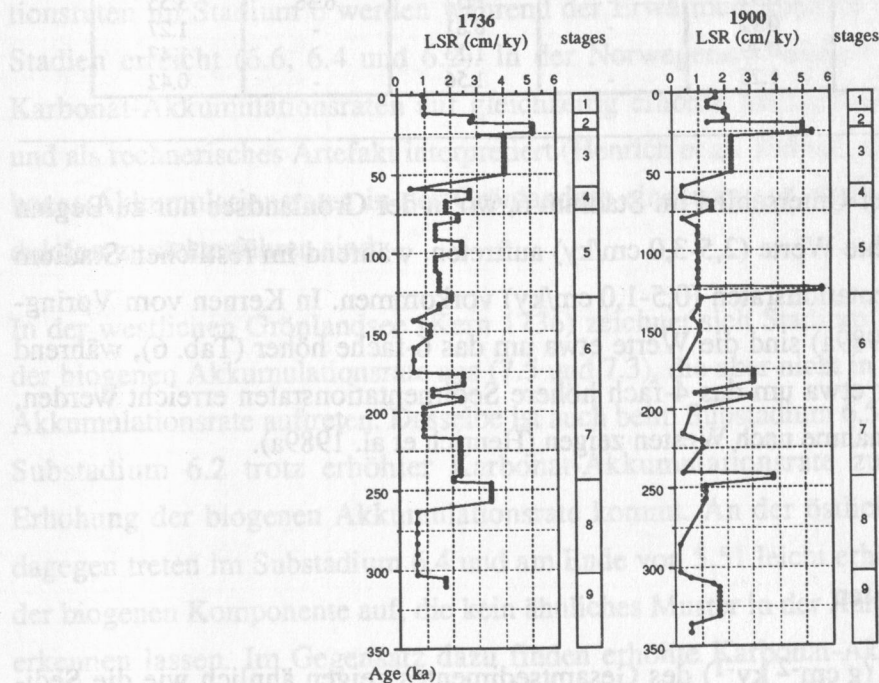


Abb. 27: Lineare Sedimentationsraten (LSR) der Sedimentkerne 1736 und 1900 aus der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre.

Fig. 27: Linear sedimentation rates (LSR) of cores 1736 and 1900 during the past 340,000 years.

In der Islandsee sind die Sedimentationsraten während der Stadien 9 bis 1 im Durchschnitt um 0,4 bis 0,7 cm/ky geringer als in der westlichen Grönlandsee (Tab. 6), aber um 0,3 bis 0,6 cm/ky höher (Ausnahme ist Stadium 7) als an der östlichen Station. Die Sedimentationsraten aus der Framstraße (Köhler & Spielhagen 1990) dagegen verlaufen gegenläufig zu den Kernen aus der Grönland und Islandsee. Die Norwegensee zeichnet sich durch etwa 4-fach höhere Sedimentationsraten (Vogelsang 1990) während der Stadien 9 bis 3 aus. In den Stadien 2 und 1 kommen nur leicht erhöhte Raten gegenüber der Grönlandsee vor.

Tabelle 6: Lineare Sedimentationsraten der Sauerstoffisotopenstadien 9 bis 1. Kern 21535-8 aus der Framstraße (Köhler & Spielhagen 1990), Kern 23246-4/2 aus der Islandsee (Birgisdottir 1991), Kern 23068-3 vom Vøring-plateau und Kern 23062-1 aus der Norwegensee (Henrich et al. 1989a).

Table 6: Linear sedimentation rates in stages 9 to 1. Core 21535-8 from the Fram Strait (Köhler & Spielhagen 1990), core 23246-4/2 from the Iceland Sea (Birgisdottir 1991), core 23068-3 from the Vøring Plateau and core 23062-1 from the Norwegian Sea (Henrich et al. 1989a).

Stages	1736 (cm/ky)	1900 (cm/ky)	21535-8 (cm/ky)	23246-4/2 (cm/ky)	23068-3 (cm/ky)	23062-1 (cm/ky)
1	1.08	1.74	2.9	1.28	3.42	2.08
2	3.98	3.23	3.0	2.76	6.07	3.00
3	3.10	1.86	3.5	2.14	3.84	2.66
4	2.15	1.01	1.6	1.57	1.75	0.92
5	1.72	1.11	2.2	1.24	2.39	1.54
6	1.07	0.92	-	1.52	6.36	3.55
7	1.69	0.92	-	0.81	-	1.27
8	1.22	0.39	-	1.13	-	1.47
9	-	1.25	-	1.56	-	0.42

Besonders auffällig ist der Unterschied im Stadium 6, wo in der Grönlandsee nur zu Beginn des Stadiums leicht erhöhte Werte (2,5-3,0 cm/ky) auftreten, während im restlichen Stadium generell niedrige Sedimentationsraten (0,5-1,0 cm/ky) vorkommen. In Kernen vom Vøring-plateau (Henrich et al. 1989a) sind die Werte etwa um das 6-fache höher (Tab. 6), während im Norwegenbecken nur etwa um das 4-fach höhere Sedimentationsraten erreicht werden, und so eine generelle Abnahme nach Westen zeigen (Henrich et al. 1989a).

5.7. Akkumulationsraten

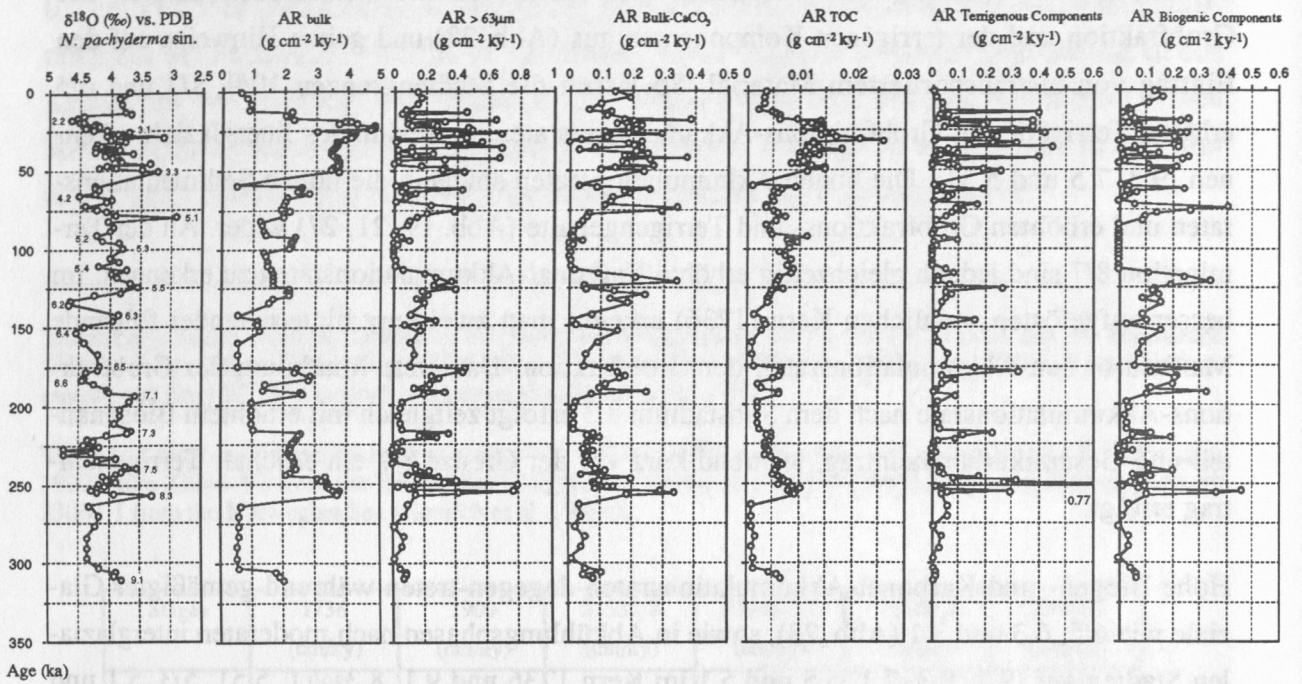
Die Akkumulationsraten ($\text{g cm}^{-2} \text{ky}^{-1}$) des Gesamtsedimentes zeigen ähnlich wie die Sedimentationsraten Maximalwerte in den Warmphasen nahe der Terminationen 8/7 und 6/5, sowie in den Substadien 7.1 und 6.5. Eine Ausnahme bildet die Stadiengrenze 3/2, wo auch stark erhöhte Gesamt-Akkumulationsraten zu finden sind.

Die Akkumulationsraten der einzelnen Sedimentparameter zeigen deutliche Unterschiede zwischen Komponenten biogener und terrigener Herkunft (Abb. 28). Typische Abschmelzeignisse an den Terminationen zeichnen sich durch erhöhte Akkumulationsraten der Grobfraktion und der terrigenen Komponenten aus (Abb. 28) und geben Hinweise auf den Eintrag von eistransportiertem Material. So lassen die Stadiengrenzen 10/9, 8/7 und 6/5 erhöhte Terrigen- und Grobfraktions-Akkumulationsraten zu Beginn des Interglazials erkennen (9.3, 7.5 und 5.53). Die hohen Akkumulationsraten spiegeln die hohen Sedimentationsraten und erhöhten Grobfraktions- und Terrigengehalte (Abb. 19, 21, 27) wider. An der Termination 8/7 sind jedoch gleichzeitig erhöhte Karbonat-Akkumulationsraten zu erkennen. Im besser aufgelösten westlichen Kern (1736) erkennt man zwei kurz hintereinander folgende Maxima in den Akkumulationsraten der Grobfraktion. Das erste Maximum der Grobfraktions-Akkumulationsrate nach dem Substadium 8.3 erfolgt zeitgleich mit erhöhtem Biogenanteil und Gesamtkarbonateintrag, während kurz vor der Grenze 8/7 ein erhöhter Terrigeneintrag erfolgt.

Hohe Biogen- und Karbonat-Akkumulationsraten dagegen treten während gemäßigter Glaziale wie 6.5, 6.3 und 3.1 (Abb. 28), sowie in Abkühlungsphasen nach moderaten interglazialen Stadien auf (9.1, 8.3, 7.1, 5.5 und 5.1 im Kern 1736 und 9.1, 8.3, 7.1, 5.51, 5.3, 5.1 und 3.3 in Kern 1900). Niedrige bis mittlere lineare Sedimentationsraten und hohe biogene Karbonatproduktion verursachen diese Akkumulationsmaxima. Die hohen Karbonat-Akkumulationsraten im Stadium 6 werden während der Erwärmungsphasen nach extremen glazialen Stadien erreicht (6.6, 6.4 und 6.2). In der Norwegensee werden die kurzzeitig erhöhten Karbonat-Akkumulationsraten auf gleichzeitig erhöhte Sedimentationsraten zurückgeführt und als rechnerisches Artefakt interpretiert (Henrich et al. 1989a), während die erhöhten Karbonat-Akkumulationsraten in der Grönlandsee eindeutig auf erhöhte biogene Karbonatproduktion zurückzuführen sind.

In der westlichen Grönlandsee (Kern 1736) zeichnet sich Stadium 7 durch zwei Maxima in der biogenen Akkumulationsrate aus (7.5 und 7.3), die aber nicht in der Kurve der Karbonat-Akkumulationsrate auftreten. Dasselbe ist auch beim Substadium 6.5 zu sehen, während es im Substadium 6.2 trotz erhöhter Karbonat-Akkumulationsrate zu keiner nennenswerten Erhöhung der biogenen Akkumulationsrate kommt. An der östlichen Station (Kern 1900) dagegen treten im Substadium 6.4 und am Ende von 5.51 leicht erhöhte Akkumulationsraten der biogenen Komponente auf, die kein ähnliches Muster in der Karbonat-Akkumulationsrate erkennen lassen. Im Gegensatz dazu finden erhöhte Karbonat-Akkumulationsraten in den Substadien 6.3 und 6.2 kein Äquivalent in der Biogenproduktion. Die Termination I ist in den Kurven den Karbonat- und Biogen-Akkumulationsraten deutlich zu erkennen.

1736



1900

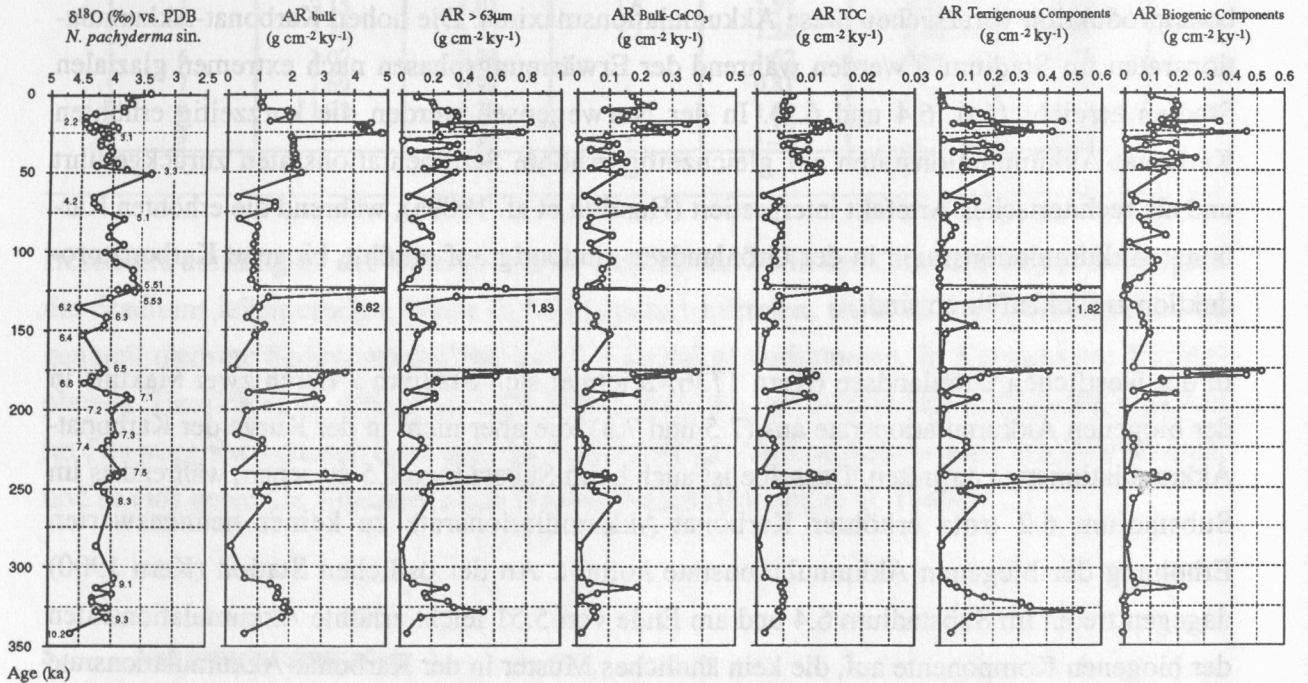


Abb. 28: Akkumulationsraten (AR) des Gesamtsediments, der Grobfraction, des Gesamtkarbonat- und TOC-Gehaltes, sowie der Terrigen- und Biogenanteile der Kerne 1736 und 1900 während der letzten 340.000 Jahre.

Fig. 28: Accumulation rates (AR) of the bulk sediment, coarse fraction, bulk carbonate- and total organic carbon content (TOC), as well as of the terrigenous and biogenic components of cores 1736 and 1900 during the past 340,000 years.

Im Ganzen zeigt sich also, daß die hohen Konzentrationen von Karbonat in den Stadien 9, 8, 6, 5 und 1 auf relativ geringe Sedimentation in Verbindung mit erhöhter biogener Karbonatproduktion zurückzuführen sind und dadurch zu erhöhten Karbonat-Akkumulationsraten führen, während die hohen Karbonat-Akkumulationsraten in den Stadien 3 und 2 nur auf stark erhöhte Sedimentation bei gleichbleibend geringer biogener Karbonatproduktion beruhen. Stadium 7 zeichnet sich bei mittleren Sedimentationsraten durch geringe Karbonatproduktion aus. In den Stadien 10 und 4 sind sowohl die Sedimentationsraten wie auch die Karbonatproduktion niedrig.

Wenn die Karbonat- und Terrigen-Akkumulationsraten übereinstimmen, läßt dies auf den terrigenen Ursprung des Karbonates schließen (8/7 und 5.53). Eine gegenläufige Korrelation der Terrigen- und Karbonat-Akkumulationsraten wie in den Stadien 9.3, 7.3 und 4.2 ist auf eine Verdünnung des Karbonates durch terrigenes Material zurückzuführen. Erhöhte Terrigen- oder Biogenanteile bei gleichzeitig erhöhtem Grobfractionsanteil zeigen die Zusammensetzung der Grobfraction an. Die Akkumulationsmaxima der Grobfraction an den Grenznen 10/9, 8/7 und 6/5 deuten auf überwiegend terrigene Akkumulation, während biogene Komponenten in den Stadien 9.1, 6.5, 5/4 und 3/2 die Grobfraction bilden.

Erhöhte TOC-Akkumulationsraten orientieren sich am Gesamtsedimenteintrag. An den Stadiengrenzen 8/7 und 6/5 und während Stadium 3 kommt es aufgrund des raschen Eintrags von Sedimenten zum geringen Abbau von organischem Kohlenstoff und damit zu erhöhten Akkumulationsraten.

6. TIEFENWASSERERNEUERUNG UND PALÄOZEANOGRAPHIE IN DER GRÖNLANDSEE

6.1. Indikatoren für Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee

Tiefenwasserbildung durch Abkühlung und Meereisbildung ist ein wichtiger Transportmechanismus von sauerstoffreichem Oberflächenwasser in die tiefen Regionen des westlichen und nördlichen Europäischen Nordmeeres. Von geochemischen Untersuchungen weiß man, daß die Ventilation des tiefen Atlantischen Ozeans während Zeiten klimatischer Abkühlung und in Kaltphasen reduziert war (Boyle & Keigwin 1982, Shackleton et al. 1983, Boyle & Keigwin 1985, Boyle & Keigwin 1987).

Änderungen in der Oberflächenzirkulation können zu einer drastischen Reduktion in der vertikalen Konvektion zwischen Oberflächen- und Tiefenwassermassen führen. Eine Abnahme in der Salinität des Oberflächenwassers verringert dessen Dichte, das heißt die Schichtung der Wassersäule wird stabilisiert und die Tiefenwassererneuerung reduziert (Dickson et al. 1988, Schlosser et al. 1991). Solche niedrigen Oberflächensalinitäten waren die Ursache für eine verringerte Produktion von NADW im Nordatlantik während der letzten Abschmelzphase (Keigwin et al. 1991). Auch in den vergangenen 340.000 Jahren kam es immer wieder zu ausgeprägten Schmelzwasserereignissen in der Grönlandsee, die zu einem Aussetzen der Tiefenwassererneuerung führten.

Die sauerstoffreichen Bodenwassermassen führen zu spezifischen Eigenschaften in der Faunen- und Sedimentzusammensetzung, die sich gegenüber Zeiten reduzierter Konvektion in der Wassersäule stark unterscheiden. So gibt das Auftreten von epibenthisch filtrierenden Arten benthischer Foraminiferen Hinweise auf das Vorhandensein von bodennahen Strömungen (Struck 1992). Curry und Lohmann (1983) führten die erhöhte Karbonatlösung des Nordatlantiks in den Glazialen auf eine geringe NADW Produktion und den dadurch größeren Einfluß von sauerstoffarmen und karbonatkorrosiven AABW zurück.

6.1.1. Auswirkung der Oberflächen- und Tiefenzirkulation auf die Isotopenzusammensetzung der Wassermassen

Die Fraktionierung stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope beim Einbau in die Kalkschalen von planktischen und benthischen Foraminiferen wird von unterschiedlichen Mechanismen gesteuert. Die Sauerstoffisotopenverhältnisse sind abhängig von der Temperatur und der Isotopenzusammensetzung des umgebenden Meerwassers (Emiliani 1955). Bei geringen Temperaturgradienten in Glazialzeiten wird der Einfluß von niedrig, salinem Oberflächenwasser durch entsprechend niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den planktischen Foraminiferen angezeigt.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung des Oberflächenwassers ist abhängig von der Intensität des CO_2 -Austausches des Ozeans mit der Atmosphäre (Kroopnick 1980, Duplessy 1982, Duplessy & Shackleton 1985, Kroopnick 1985) und der Nährstoffaufnahme und -regulierung durch die marinen Organismen (Rau et al. 1989). Das Kohlenstoffisotopenverhältnis in den Kalkschalen der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. spiegelt somit die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des gesamten gelösten CO_2 der umgebenden Oberflächenwassermassen wider und kann als Maß für den Nährstoffgehalt und die Belüftung der Wassermassen benutzt werden (Broecker & Peng 1982, Kroopnick 1985). So weisen Regionen mit gut durchlüfteten und nährstoffarmen Wassermassen, wie die Islandsee, hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse auf, die mit hohen Gehalten an gelöstem Sauerstoff im Oberflächenwasser korreliert werden können (Kroopnick 1985). Von der Atmosphäre durch Schmelzwasser oder Eisbedeckung abgeschnittene Wassermassen führen zu einer stabil geschichteten Wassersäule. Diese meist nährstoffreichen schlecht belüfteten Wassermassen zeichnen sich durch niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und niedrige Gehalte an gelöstem Sauerstoff aus.

Änderungen in der Temperatur und Salinität des Oberflächenwassers, wie der erhöhte Einfluß von atlantischen Wassermassen oder Schmelzwasserereignissen, spiegeln sich in der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenzusammensetzung von *N. pachyderma* sin. wider:

- Warmes atlantisches Wasser mit hohen Salzgehalten zeichnet sich durch relativ hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse aus, während die niedrig salinen Wassermassen der Polaren und Arktischen Domäne niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte besitzen (Weinelt 1993).
- Wassermassen mit ausgeprägten $\delta^{18}\text{O}$ -Minima sind auf den Einstrom von Schmelzwasser zurückzuführen und deuten eine scheinbar hohe Temperatur an. Aufgrund des geringen Salzgehaltes kommt es zu einer stabilen Schichtung der Wassersäule, die sich in der schlechten Ventilation ($\delta^{13}\text{C}$ -Minima) der oberen Wasserschichten abzeichnet.
- Extrem kalte Temperaturen ($\delta^{18}\text{O}$ -Maxima) können zur Eisbedeckung der Oberflächenwassermassen führen und damit eine Konvektion in der Wassersäule verhindern. Auch hier kommt es aufgrund der fehlenden Ventilation zu einer Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen.
- Bei der Bildung oder dem Abschmelzen von Meereis kommt es zu keiner Fraktionierung der Sauerstoffisotope (Craig & Gordon 1965). Beim Abschmelzen von Meereis kann es zur Abnahme der Dichte in den obersten Wasserschichten kommen und eine Vermischung der Wassersäule ($\delta^{13}\text{C}$ -Minima) verhindern.

- Diese unterschiedlichen Einflüsse auf die Isotopenzusammensetzung der Wassermassen müssen auch im Zusammenhang mit dem Lebensraum von *N. pachyderma* sin. gesehen werden. So lebt *N. pachyderma* sin. im Nordpolarmeer unter fast vollständiger Eisbedeckung in den oberen 50 m der Wasserschichten. In der Grönlandsee und Framstraße kommt sie in Tiefen von 100 bis 200 m vor (Carstens & Wefer 1992).

Ein saisonales Absinken der Temperatur kann zu Meereisbildung führen und dadurch den Salzgehalt und die Dichte des Oberflächenwassers erhöhen und damit lokale Tiefenkonvektion verursachen. Eine derartige Tiefenwasserbildung zeichnet sich durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den Isotopendaten von planktischen sowie benthischen Foraminiferen ab. Als Konsequenz von intensiver Vermischung (Tiefenwassererneuerung) kommt es fast gleichzeitig zu einer Analogie im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des Oberflächen- und Tiefenwassers und damit guten Korrelation beider $\delta^{13}\text{C}$ -Profile. Eine Salinitätsreduktion im Oberflächenwasser, verursacht durch Schmelzwassereinträge, dagegen würde zu einer Verringerung der Dichte und damit Stabilisierung in der Schichtung der Wassersäule führen. Solche Ereignisse zeichnen sich durch extrem niedrige Kohlenstoffisotopenwerte der benthischen Fauna aus, während die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der planktischen Foraminiferen ein deutliches Schmelzwassersignal anzeigen ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima). Diese Isotopensignale müßten in der gesamten Bodenfauna, der Epi- (*C. wuellerstorfi*) wie auch der Endofauna (*O. umbonatus*), gleichermaßen zu sehen sein. Der nahezu einheitliche Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *N. pachyderma* sin., *C. wuellerstorfi* und *O. umbonatus* läßt vermuten, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* nur gering durch Vital- und Habitateffekte beeinflußt werden, während die Eigenschaften des Bodenwassers einen größeren Einfluß ausüben (siehe Kap. 5.1.3.). Da in der Grönlandsee die benthische Art *C. wuellerstorfi* nur sporadisch vorkommt (Stadien 5 und 1) wird hier versucht, die Tiefenwassererneuerung mit Hilfe der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* nachzuweisen.

6.1.2. Der Einfluß von Schmelzwasser und Eisbedeckung auf die Konvektion in der Grönlandsee

Abschmelzereignisse im Europäischen Nordmeer führen zu einer Verringerung in der Produktion von Tiefenwasser. Die durch Schmelzwässer hervorgerufene niedrige Salinität der Wasseroberfläche führt zur Abnahme in der Dichte. Dabei kommt es aufgrund des fehlenden Transportes von kalten Wassermassen in den tiefen Ozean, zum Rückgang des nordatlantischen Wärmeflusses, der ausreichen kann, eine Abkühlung der nördlichen Hemisphäre zu verursachen (Broecker et al. 1989, Keigwin et al. 1991). Die Abkühlung führt zu einem sofortigen Halt im Abschmelzen der Eisschilde und Abbruch in der Schmelzwasseradvektion im Nordatlantik (Fairbanks 1989).

Die rapide Erwärmung und das Schmelzen der Eisschilde, angezeigt durch $\delta^{18}\text{O}$ -Minima der planktischen Foraminiferen am Ende der Terminationen, führten zu einer deutlichen Reduktion in der Tiefenwasserbildung. Teilweise kommt es gleichzeitig oder kurz vorher zu $\delta^{13}\text{C}$ -Minima von *O. umbonatus*. Eine Abnahme im Sauerstoffgehalt der tieferen Wasserschichten ist zu vermuten.

Während der letzten 340.000 Jahre zeigen ausgeprägte $\delta^{13}\text{C}$ -Minima von benthischen Foraminiferen immer wieder ein kurzzeitiges Aussetzen der Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee an (Abb. 29). Ursache hierfür waren Schmelzwassereinträge ($\delta^{18}\text{O}$ -Minima), die zu einer Stabilisation der Wassersäule führten und Tiefenkonvektion verhinderten. Solche Ereignisse sind vor allem durch die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der planktischen Foraminiferen bei gleichzeitigen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima von *O. umbonatus* charakterisiert. Besonders am Ende der Terminationen 8/7, 6/5, 4/3 und 2/1 kam es zu Abschmelzereignissen, die eine stabile Schichtung der Wassersäule ermöglichten. Auch Schmelzwasserereignisse während der Glazialzeiten (8.3, 6.5 und 6.3) können die Produktion von Tiefenwasser beeinflussen (Abb. 29). Da man in glazialen Zeiten von relativ konstanten Temperaturen im Oberflächenwasser des Europäischen Nordmeers ausgehen kann (Vogelsang 1990), sind die Abweichungen im $\delta^{18}\text{O}$ -Signal von *N. pachyderma* sin. ausschließlich auf Salinitätsunterschiede im Oberflächenwasser zurückzuführen. Oft läßt sich im Anschluß an den Schmelzwassereintrag und Rückgang in der Tiefenkonvektion ein Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen der planktischen Foraminiferen (8/7, 5.51 und 3.3) beobachten. Die meisten Abkühlungsphasen stimmen mit einem erneuten Anstieg in der Tiefenwasserproduktion überein. Diese Abkühlungen sind auf den fehlenden Wärmeaustausch der Wassermassen mit der Atmosphäre zurückzuführen. Solche durch Schmelzwasser hervorgerufenen Abkühlungen zeigen eine deutliche Verringerung in der Tiefenwassererneuerung an (Broecker et al. 1988, Broecker et al. 1989, Weinelt 1993).

Hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte lassen eine starke Abkühlung der Wassermassen vermuten. In der Grönlandsee lassen die niedrigen Sedimentationsraten in Zeiten hoher $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse auf Meereisbildung schließen. Da Meereisbedeckung den Wärme- und Gasaustausch zwischen dem Ozean und der Atmosphäre stark einschränkt, deuten die gleichzeitig niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von benthischen Foraminiferen auf eine Reduktion in der Tiefenkonvektion. Besonders an Interglazial/Glazial-Übergängen, wie 7/6 und 3/2, treten ausgeprägte $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima von planktischen Foraminiferen und $\delta^{13}\text{C}$ -Minima von benthischen Foraminiferen auf (Abb. 29), die auf Eisbedeckung als Ursache für das Aussetzen der Tiefenkonvektion hinweisen. Die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der benthischen Foraminiferen in den Substadien 7.4, 6.2 und 2.2, sowie Stadium 3 zeigen den Rückgang in der Tiefenwassererneuerung an. Die gleichzeitig hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *N. pachyderma* sin. und niedrigen Sedimentationsraten in den Substadien 7.4, 6.2 und 2.2 (siehe Kap. 5.6.) deuten auf Eisbedeckung als Ursache für die fehlen-

de Zirkulation. Während in den Stadien 7.4, 6.2 und 2.2 ein nahezu vollständiges Aussetzen der Tiefenkonvektion anzunehmen war, muß es im Stadium 3 aufgrund von saisonaler Eisbedeckung lokal zur Tiefenwasserbildung gekommen sein.

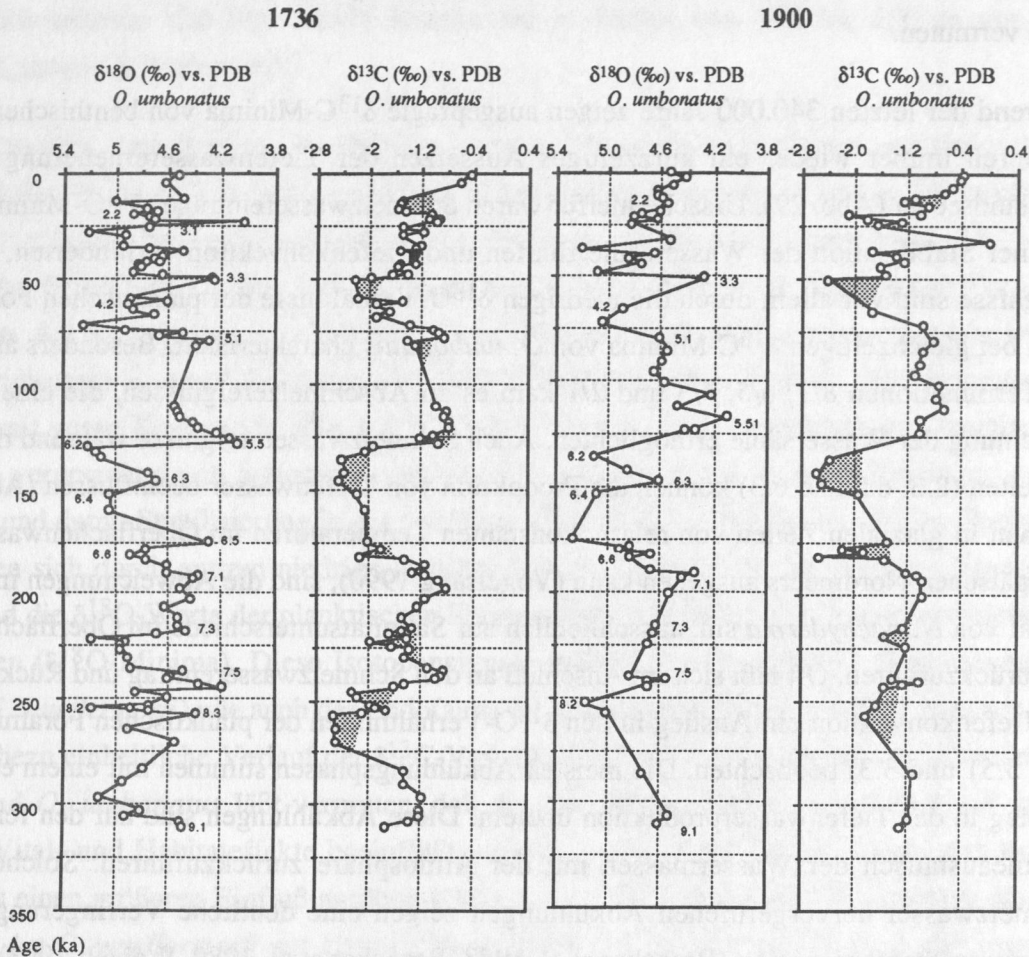


Abb. 29: Isotopenkurven der benthischen Foraminifere *O. umbonatus* der Kerne 1736 und 1900 während der letzten 340.000 Jahre. Die schraffierten Flächen zeigen Zeiten mit mäßig bis stark reduzierter Tiefenwassererneuerung.

Fig. 29: Isotope curves of the benthic foraminifera *O. umbonatus* of cores 1736 and 1900 during the past 340,000 years. The hatched areas mark times with moderate to highly reduced deep water renewal.

6.1.3. Foraminiferen und Karbonat als Anzeiger für Tiefenwassererneuerung

Die rezenten Wasseraustauschraten im Europäischen Nordmeer und die damit zusammenhängenden Strömungen an der Oberfläche und in den Meeresbecken sind ein wichtiger Faktor für die ökologischen Rahmenbedingungen des Benthoshabitats (Graf 1989). Bodennahe Strömungen ermöglichen den Transport von organischen Partikeln und das bevorzugte Auftreten von filtrierenden Organismen (Mackensen et al. 1985, Altenbach et al. 1987).

In den Interglazialen des Europäischen Nordmeeres dominiert die filtrierende Epifauna (*C. wuellerstorfi*), während in den Glazialzeiten eine detritivore Epi-/Endofauna auftritt (*O. umbonatus*). Grund hierfür ist die nur in den Interglazialen wirkenden Advektionen von Nahrungspartikeln durch laterale Bodenströmungen, die zu einer Dominanz der epibenthischen filtrierenden Foraminifere *C. wuellerstorfi* führte (Struck 1992). In der Norwegensee zeigt *C. wuellerstorfi* eine Abhängigkeit von einem hohen Nahrungsbedarf und relativ niedrigem Sauerstoffgehalt im Sediment. *O. umbonatus* dagegen toleriert relativ hohe Gehalte an Sauerstoff im Sediment und ein geringes Nahrungsangebot (Mackensen et al. 1985). In beiden Fällen ist trotz unterschiedlichen Nahrungsbedarfes die Produktivität hoch (Mackensen et al. 1985, Mackensen et al. 1993). In Glazialzeiten kann aufgrund des Vorkommens der detritivoren Epi-/Endofauna Strömung und hohe Nahrungszufuhr ausgeschlossen werden (Struck 1992).

Das Auftreten von *C. wuellerstorfi* kann als Indikator für Tiefenwassererneuerung benutzt werden. In der Grönlandsee kam es demnach nur in den Stadien 5 und 1 zur intensiven Tiefenwasserbildung. Da aber auch in anderen interglazialen Stadien, wie 9 und 7, Konvektion in der gesamten Wassersäule stattfand (siehe Kap. 6.1.2.), kann das Vorkommen von *C. wuellerstorfi* in der Grönlandsee nicht als einziger Hinweis für vertikale Durchmischung der Wasserschichten genommen werden. Vielmehr müssen noch andere Anzeiger zu Hilfe genommen werden. Die extrem kalten Bedingungen in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre dürften zur Dominanz von *O. umbonatus* geführt haben, die sich den Lebens- und Klimabedingungen vermutlich besser anpassen konnte als *C. wuellerstorfi*.

Die gute Sauerstoffversorgung der tiefen Wassermassen in Zeiten ausgeprägter Tiefenventilation läßt eine gute Erhaltung des Karbonats im Sediment zu (Henrich 1986). Der Karbonatgehalt sowie die fehlende Lösung von Karbonat können als Anzeiger für intensive Tiefenwassererneuerung benutzt werden. Stabilisierung der Oberflächenwassermassen durch Schmelzwasserzufuhr oder Eisbedeckung und die daraus resultierende Verringerung in der Tiefenkonvektion führen zur Abnahme im Sauerstoffgehalt des Bodenwassers. Diese korrosiven Wassermassen führen aufgrund des hohen $p\text{CO}_2$ im Bodenwasser zu verstärkter Lösung von Karbonat im Sediment (Henrich et al. 1989a, Henrich 1992).

Neben der Karbonatlösung gerade in glazialen Zeiten kommt es aufgrund von Verdünnung durch den Eintrag von eistransportiertem Material zusätzlich noch zur Abnahme im Karbonatgehalt. Gleichzeitig ist die biogene Karbonatproduktion im Oberflächenwasser während der Kaltphasen reduziert. Neben Lösung und Verdünnung spielt der Rückgang in der Karbonatproduktion in den Glazialzeiten eine wichtige Rolle für die Höhe des Karbonatgehaltes. Karbonat-Akkumulationsraten berücksichtigen diese Einflüsse und sind daher ein guter Indikator für Karbonaterhaltung und -produktion.

In der Grönlandsee bestätigen die niedrigen Karbonat-Akkumulationsraten während der Stadien 9 und 7 die Reduktion in der Tiefenwassererneuerung (siehe Kap. 6.1.1.). Die erhöhten Karbonatgehalte während Stadium 6, die sich auch in den Karbonat-Akkumulationsraten abbilden, lassen sich auf intensive Tiefenwasserproduktion zurückführen. Auch in der Framstraße deutet die gute Karbonaterhaltung im Stadium 6 auf gute Belüftung der Bodenwassermassen hin (Hebbeln 1991). Nur im Substadium 6.3 und 6.2 kommt es aufgrund eines Schmelzwassereintrags zu erhöhter Karbonatlösung und Verringerung in der Tiefenkonvektion.

6.1.4. Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre

Kellogg (1980) postulierte für alle Glazialzeiten während der letzten 400.000 Jahre ein vollständiges Aussetzen der Tiefenwasserproduktion im Europäischen Nordmeer. Hohe Cd/Ca Verhältnisse (Boyle & Keigwin 1982) und niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von planktischen und benthischen Foraminiferen (Mix & Fairbanks 1985, Duplessy et al. 1988a) in glazialen Sedimenten vom Nordatlantik zeigen dagegen nur verringerte NADW Produktion. Gute Karbonaterhaltung während längerer Zeitabschnitte in glazialen Stadien deutet auf Zeiten intensiver Tiefenwasserbildung hin (Henrich et al. 1989a).

Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der planktischen und benthischen Foraminiferen sowie der Karbonatgehalt und das Auftreten von *C. wuellerstorfi* geben Hinweise auf die Konvektion in der Wassersäule und können daher als Signalträger für Tiefenwassererneuerung benutzt werden. Schmelzwassereinträge und Eisbedeckung führten in der Grönlandsee immer wieder zu einer Reduktion der Tiefenwassererneuerung.

Die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse im Stadium 9 deuten auf intensive Vermischung der Oberflächen- und Tiefenwassermassen. Nur im Substadium 9.1 kommt es zur Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der benthischen Foraminiferen und damit mäßiger Durchlüftung und kurzfristiger Reduktion in der Konvektion. Die Zirkulation muß der heutigen ähnlich gewesen sein, mit reduzierter Tiefenwasserbildung im Stadium 9.1.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Minima der planktischen Foraminiferen mit Beginn des Stadiums 8 zeigen den Einstrom von Schmelzwasser in die Grönlandsee. Gleichzeitig nehmen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* im Kern 1736 drastisch ab. In der östlichen Grönlandsee (Kern 1900) ist der Abfall in den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen nicht so ausgeprägt. Daher muß Konvektion zumindest bis in intermediäre Wasserschichten angenommen werden. Auf das Schmelzwasserereignis und den Rückgang in der Tiefenkonvektion im Substadium 8.3 folgt eine Abnahme in den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen der planktischen Foraminiferen. Die Abkühlungsphase ist nur in den Oberflächenwassermassen zu beobachten (siehe Abb. 12), während die Tiefenwassermassen den anhaltenden Rückgang in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zu wärmeren Temperaturen anzeigen. Im östli-

chen äquatorialen Atlantik zeigt das $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum von Stadium 8.2 den Rückgang im NADW an. Eine Reduktion in der Tiefenkonvektion folgt auch hier einer Abkühlungsphase (Sarnthein & Tiedemann 1990). Diese Abkühlung wurde, wie in der Grönlandsee, durch Schmelzwasserereignisse während dieser Zeit hervorgerufen (Broecker et al. 1985, Broecker 1986). Die Norwegensee zeichnet sich während dieser Zeit durch Eisbedeckung aus (Vogelsang 1990, Henrich 1992). Erst an der Termination 8/7 steigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* wieder deutlich an.

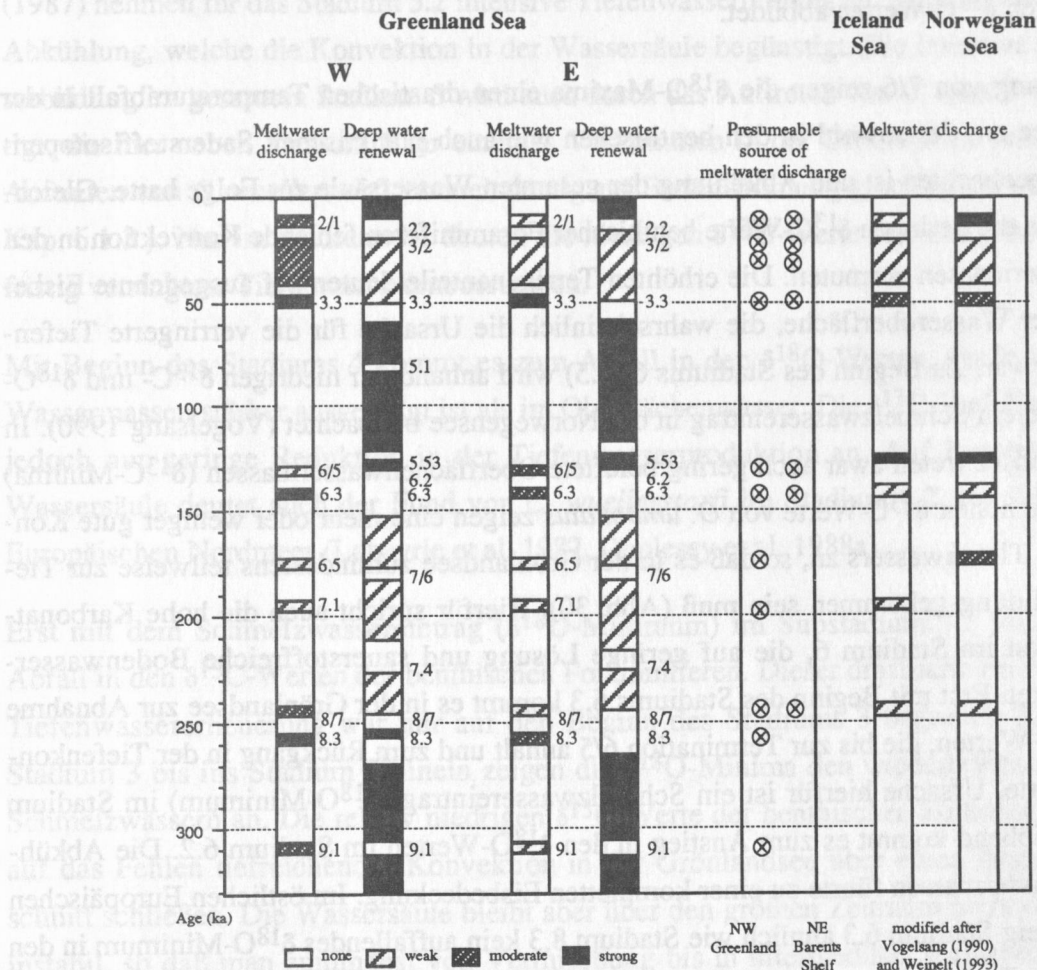


Abb. 30: Vereinfachte Darstellung der Intensität von Tiefenwassererneuerung und Schmelzwasserereignissen in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre. Im Vergleich dazu wurden die Schmelzwasserereignisse aus dem östlichen Europäischen Nordmeer aus Vogelsang (1990) und Weinelt (1993) dargestellt, sowie die wahrscheinliche Herkunft der Schmelzwasserströme vom Grönländischen Eisschild oder aus dem Gebiet des Barentsschelfes. Schwarze Flächen markieren Zeiten intensiver, weiße Bereiche fehlender Tiefenwassererneuerung oder Schmelzwassereinströme.

Fig. 30: Schematic diagram of the intensity of deep water renewal and meltwater events in the Greenland Sea during the past 340,000 years. In comparison, the meltwater discharge in the eastern Norwegian-Greenland Sea from Vogelsang (1990) and Weinelt (1993) is shown, as well as the presumed source of the meltwater discharge from the Greenland ice shield or the region around the Barents shelf. Black areas mark times of intensive, white areas times of missing deep water renewal or meltwater discharges.

Im östlichen Europäischen Nordmeer deuten die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von planktischen Foraminiferen auf einen Norwegenstrom mit gut durchlüfteten Oberflächenwassermassen für das gesamte Stadium 7 (Vogelsang 1990). Vogelsang (1990) nimmt sogar für die Substadien 7.2 und 7.1 eine Konvektion des Oberflächenwassers wie in der heutigen Arktischen Domäne an. In der Grönlandsee kommt es während des Stadiums 7 nur in den Warmphasen (7.5 und 7.1) zu $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima der benthischen Foraminiferen und damit intensiver Tiefenwasserbildung. In den Stadien 7.4 bis 7.2 lassen die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse Abkühlung in den Oberflächen- und Tiefenwässern vermuten. Die erhöhten Terrigenanteile lassen vorübergehende Eisbedeckung annehmen, die Konvektion in der Wassersäule verhinderte, was sich besonders in den niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten abbildet.

Am Übergang von 7/6 zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima einen drastischen Temperaturabfall in der Grönlandsee an, der sowohl in den benthischen wie auch planktischen Sauerstoffisotopenwerten zu beobachten ist und Abkühlung der gesamten Wassersäule zur Folge hatte. Gleichzeitig lassen die geringen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte benthischer Foraminiferen fehlende Konvektion in den Tiefenwassermassen vermuten. Die erhöhten Terrigenanteile deuten auf ausgedehnte Eisbedeckung der Wasseroberfläche, die wahrscheinlich die Ursache für die verringerte Tiefenkonvektion war. Zu Beginn des Stadiums 6 (6.5) wird anhand der niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse ein Schmelzwassereintrag in der Norwegensee beobachtet (Vogelsang 1990). In der Grönlandsee treten zwar auch gering belüftete Oberflächenwassermassen ($\delta^{13}\text{C}$ -Minima) auf, aber die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* zeigen eine mehr oder weniger gute Konvektion des Tiefenwassers an, so daß es in der Grönlandsee zumindestens teilweise zur Tiefenwasserbildung gekommen sein muß (Abb. 30). Hierfür spricht auch die hohe Karbonatkonzentration im Stadium 6, die auf geringe Lösung und sauerstoffreiche Bodenwassermassen deutet. Erst mit Beginn des Stadiums 6.3 kommt es in der Grönlandsee zur Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die bis zur Termination 6/5 anhält und zum Rückgang in der Tiefenkonvektion führte. Ursache hierfür ist ein Schmelzwassereintrag ($\delta^{18}\text{O}$ -Minimum) im Stadium 6.3. Anschließend kommt es zum Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Stadium 6.2. Die Abkühlung der Wassermassen führte zu einer kompletten Eisbedeckung. Im östlichen Europäischen Nordmeer zeigt Stadium 6.3 ähnlich wie Stadium 8.3 kein auffallendes $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum in den planktischen Foraminiferen. Die Schmelzwassereinströme in den Stadien 8.3 und 6.3 sind also nur regionale Ereignisse und hauptsächlich auf die Grönlandsee beschränkt.

Der deutliche Schmelzwassereintrag an der Termination 6/5 reichte bis zum Substadium 5.53. Auch Haake und Pflaumann (1989) vermuten eine weitverbreitete Überschichtung des östlichen Europäischen Nordmeers mit Schmelzwasser während des Substadiums 5.53. Diese Schmelzwasserschicht läßt sich bis in den Nordatlantik verfolgen, wo es an der Termination 6/5 zum Abbruch in der Produktion von NADW kam (Duplessy & Shackleton 1985). Plank-

tische und benthische Isotopenwerte, sowie die Häufigkeitsverteilung von benthischen Foraminiferen charakterisiert Substadium 5.53 als das Ende der Termination II (Haake & Pflaumann 1989). Ein $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum folgt der Abkühlungsphase von Stadium 5.53. Erst im Stadium 5.51 zeigen hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse das Einsetzen der Konvektion im Oberflächen- und Tiefenwasser der Grönlandsee an. Die Wassersäule bleibt während des ganzen Stadiums 5, wie im restlichen Europäischen Nordmeer, instabil und ermöglicht intensive Tiefenwassererneuerung, was an den hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der planktischen und benthischen Foraminiferen deutlich zu erkennen ist (Abb. 30). Auch Haake und Pflaumann (1989) vermuten ein voll ausgebildetes interglaziales Zirkulationsmuster erst ab Substadium 5.51. Labeyrie et al. (1987) nehmen für das Stadium 5.2 intensive Tiefenwasserbildung an. Ursache hierfür ist eine Abkühlung, welche die Konvektion in der Wassersäule begünstigt. Die intensive Tiefenwasserbildung im gesamten Stadium 5 wird auch durch das Auftreten von *C. wuellerstorfi* bestätigt, die hier neben Stadium 1 ihr einziges Vorkommen in der Grönlandsee hat. Durch das Auftreten von *C. wuellerstorfi* kann eindeutig auf Bodenströmung geschlossen werden (siehe Kap. 6.1.3.). Nur im Stadium 5.1 deuten die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* kurzfristig verringerte Tiefenwassererneuerung an.

Mit Beginn des Stadiums 4 kommt es zum Abfall in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, der in den tieferen Wassermassen stärker ausgeprägt ist als im Oberflächenwasser. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse zeigen jedoch nur geringe Reduktion in der Tiefenwasserproduktion an. Auf Konvektion in der Wassersäule deutet auch der Fund von *C. wuellerstorfi* im Stadium 4.2 aus dem östlichen Europäischen Nordmeer (Labeyrie et al. 1987, Duplessy et al. 1988a).

Erst mit dem Schmelzwassereintrag ($\delta^{18}\text{O}$ -Minimum) im Substadium 3.3 kommt es zum Abfall in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der benthischen Foraminiferen. Dieser drastische Rückgang in der Tiefenwassererneuerung war nur auf den Beginn des Stadiums 3 begrenzt. Im restlichen Stadium 3 bis ins Stadium 2 hinein zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Minima den wiederholten Eintrag von Schmelzwässern an. Die relativ niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der benthischen Foraminiferen lassen auf das Fehlen tiefreichender Konvektion in der Grönlandsee über einen längeren Zeitabschnitt schließen. Die Wassersäule bleibt aber über den größten Zeitraum mehr oder weniger instabil, so daß man zumindest von Vermischung bis in intermediäre Wasserschichten und lokaler Tiefenwasserbildung ausgehen kann. Diese instabilen ozeanographischen Verhältnisse im Stadium 3 sind auch von Sauerstoffisotopen und CO_2 -Werten aus Eiskernen bekannt und beruhen auf einer Erwärmung über dem Grönländischen Eisschild, die bis zu 7°C betragen hat (Johnsen et al. 1992). Vor Beginn des Substadiums 2.2 deuten die erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, vor allem im Norden der Grönlandsee, bessere Durchmischung der gesamten Wassersäule an. Erst gegen Ende des Stadiums 2 erfolgt ein deutliches Ansteigen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der östlichen Grönlandsee. Mit Ende der Termination I haben auch in der westlichen Grönlandsee

die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse höhere Werte erreicht und tiefreichende Konvektion konnte sich durchsetzen.

Die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* im Holozän zeichnen die gesamte Grönlandsee als ein Gebiet aus, wo es bis heute zu tiefreichender Durchmischung von Oberflächen- und Tiefenwassermassen kam, obwohl die Abnahme in den rezenten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen von *N. pachyderma* sin. schon wieder den Rückgang in der Konvektion der Oberflächenwassermassen anzeigt.

6.2. Paläozeanographische Entwicklung der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre

Die bearbeiteten Kerne liegen heute in der Arktischen Domäne (Swift 1986) und waren wahrscheinlich auch während der letzten 340.000 Jahren ausschließlich nördlich der Arktischen Front. Die Polare Domäne im Westen und die Atlantische Domäne im Osten der Stationen, sowie Schmelzwassereinflüsse von Grönland und der Barentssee beeinflussten die Sedimentation und führten zu ausgeprägten Unterschieden in den Kernen der Grönlandsee. Von besonderer Bedeutung sind hier die Isotopenverhältnisse in den Sedimenten der Grönlandsee, die Rückschlüsse auf die Paläozirkulation zulassen (Sarnthein et al. 1992). Die Unterschiede in der Isotopenzusammensetzung zwischen den Kernen, sowie zu anderen Sedimentkernen aus der Norwegensee (Vogelsang 1990), spiegeln grundlegende hydrographische Gradienten in Abhängigkeit der verschiedenen klimatischen Verhältnisse wider.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des östlichen Europäischen Nordmeeres zeigen starke Abhängigkeit von der Temperatur der Wassermassen und reflektieren den Einfluß warmer atlantischer Wassermassen in der Norwegensee. In der Grönlandsee dagegen beruhen die $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen fast ausschließlich auf Veränderungen im globalen Eisvolumen (Eiseffekt). In den Glazialstadien zeigen die stabilen Sauerstoffisotope zwischen den Kernen der Grönlandsee, sowie gegenüber Sedimenten vor Norwegen (Vogelsang 1990), nur geringe Unterschiede. Trotzdem läßt sich ein geringer Einfluß von Schmelzwasser in der Grönlandsee auch während ausgeprägter Glaziale beobachten (8.3 und 6.5), die in Kernen aus dem östlichen Europäischen Nordmeer nicht auftreten (siehe Kap. 6.1.2. und Abb. 30). Die westliche Grönlandsee zeigt eine größere Sensibilität gegenüber Schmelzwasserereignissen, besonders im Stadium 3. Dies läßt auf den regionalen Einfluß des Grönländischen Eisschildes schließen.

Die heutige Verbreitung von Karbonat steht im engen Zusammenhang mit der Oberflächenzirkulation (Kellogg 1980, Baumann et al. 1993). Hohe Karbonatgehalte werden vor allem unter den atlantischen Wassermassen gefunden, während unter den kalten zum Teil eisbe-

deckten polaren Wassermassen die Karbonatproduktion gering ist (Henrich 1989, Carstens & Wefer 1992). Die allgemein niedrigen Karbonatgehalte in der Grönlandsee reflektieren den Einfluß polarer Wassermassen. Die Konzentration von Karbonat in moderaten Warmphasen von Glazialen und während Abkühlungsphasen ausgeprägter Interglaziale spiegelt den raschen Wechsel des Einflusses relativ warmer atlantischer Oberflächenwassermassen wider. Die hydrographischen Grenzen sind im Verteilungsmuster des Karbonatgehaltes jedoch nicht eindeutig definiert. Ursache hierfür ist die Auswirkung von Lösung und Verdünnung bei variierender Karbonatproduktion. Lösung aufgrund korrosiver Wassermassen kann die Karbonatkonzentration im Sediment stark herabsetzen. Karbonatlösung wurde in der Norwegensee besonders in glazialen Sedimenthorizonten mit hohen Gehalten an organischem Material beobachtet (Henrich et al. 1989a). So werden die niedrigen Karbonatgehalte in der Norwegensee während Stadium 6 hauptsächlich auf Lösungserscheinungen zurückgeführt (Henrich 1986, Henrich et al. 1989b, Henrich & Thiede 1991). Benutzt man den Fragmentierungsgrad der planktischen Foraminiferen als Anzeiger für Lösung (Diester-Haass et al. 1986), sind in den Sedimenten der Grönlandsee nur in den Stadien 7 und 5 erhöhte Karbonatverluste aufgrund von Lösung zu beobachten. Während im Stadium 7 die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbo-natus* eine Verringerung der Tiefenkonvektion (siehe Kap. 6.1.4.) als Ursache für die Karbonatlösung im Sediment vermuten lassen, ist im Stadium 5 der westlichen Grönlandsee die rasche Ablagerung von terrigenen Sedimenten der Grund. Verdünnung ist besonders während der Terminationen zu beobachten. In der Grönlandsee sind die Karbonatgehalte an die Konzentrationen von Foraminiferen gekoppelt (Abb. 15, 19) und spiegeln damit den direkten Eintrag biogenen Materials von der Wasseroberfläche wider. Die biogene Karbonatproduktion in der Grönlandsee wird von der Ozeanographie beeinflusst, so ist Eisbedeckung ein limitierender Faktor für die Karbonatproduktion. Aber auch kalte oder salzarme Oberflächenwassermassen üben Einfluß auf die Konzentration von Karbonat aus.

Das Vorkommen saisonaler Eisbedeckung, sowie instabile Schichtung der Wassersäule sind heute zwei der wichtigsten Aspekte in der Ozeanographie der Grönlandsee (Kap. 6.1.2.). Die daraus resultierende Tiefenwassererneuerung und der Transport von sauerstoffreichem Oberflächenwasser in die tiefe Grönlandsee bilden eine der Grundlagen für die Oberflächen- und Tiefenzirkulation im Europäischen Nordmeer. Der Einfluß atlantischer Wassermassen, sowie verstärkte Schmelzwasserzuflüsse können die Zirkulation stark beeinflussen und Veränderungen in der Ozeanographie der Grönlandsee hervorrufen (Kap. 6.1.4.). Durch den erhöhten Einstrom von Schmelzwasser und Eisbergen aus der Barentssee kam es in der nördlichen Norwegensee zum Rückgang im Einfluß atlantischer Wassermassen während der letzten Abschmelzphase (Jones & Keigwin 1988, Jones 1991, Weinelt et al. 1991, Sarnthein et al. 1992, Weinelt 1993). Auch Schmelzwasser und Eisberge, von Grönland kommend, beeinflussten die Arktische und Polare Domäne in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre. Anhand

von Isotopendaten und Karbonatgehalten, sowie der anderen charakteristischen Sedimentparameter ist es möglich, einen guten Einblick in die ozeanographischen Verhältnisse der Grönlandsee während dieses Zeitabschnittes zu bekommen.

6.2.1. Isotopenstadien 10-8 (ca. 340.000 - 244.000 J.v.h.)

Im östlichen Teil der Grönlandsee sind die Sedimente des Stadiums 10 und auch ein Großteil von Stadium 9 fast frei an Karbonat und werden durch hohe Sauerstoffisotopenverhältnisse charakterisiert (Abb. 13). Bei gleichzeitig hohen Terrigengehalten (bis 100 KZ-%) deutet dies auf extrem kalte Klimaverhältnisse mit maximaler Ausdehnung der kontinentalen Eisschilde und einer verhältnismäßig weitreichenden kompakten Meereisbedeckung hin. Nimmt man die Menge des Terrigeneintrages als ein Maß für die Größe der Vereisung, ist das Stadium 10 der am stärksten glazialüberprägte Zeitabschnitt während der letzten 340.000 Jahre in der Grönlandsee. Es ist anzunehmen, daß das gesamte Europäische Nordmeer während dieser Zeit von einer ausgedehnten Meereisschicht überdeckt war, da in den Sedimenten planktische und benthische Organismen völlig fehlen (Beyer 1989, Henrich et al. 1989a, Baumann 1990a, Birgisdottir 1991, Struck 1992, Bauch 1993).

Der erste deutliche Abfall im Eintrag an terrigenem Material bei steigendem Karbonatgehalt erfolgte in der Grönlandsee gegen Ende des Stadiums 9. Der erhöhte Karbonatgehalt ist fast durch das ganze Stadium 8 zu beobachten. Gleichzeitig wird die Grobfraction aus biogenen Komponenten aufgebaut. Dieser Wechsel von fast ausschließlich terrigener zu überwiegend biogener Sedimentation in der Grobfraction zeigt den Übergang vom dominierten Einfluß polarer Wassermassen zu wärmeren Oberflächenwasser mit erhöhter Saisonalität der Eisbedeckung an. Gleichzeitig wurde intensive Tiefenwassererneuerung beobachtet, die nur von den Schmelzwasserereignissen während der Stadien 9.1 und 8.3 unterbrochen wurde (Kap. 6.1.4.). Diese vom Grönländischen Eisschild kommenden Schmelzwasserströme waren nur regional ausgebildet und erreichten die Norwegensee nicht mehr, wurden aber in der Islandsee noch beobachtet (Jünger 1990). Für den ausgeprägten Schmelzwasserdeckel vor allem im Westen der Grönlandsee könnte starkes Abschmelzen des Grönländischen Eisschildes verantwortlich sein, dessen Auswirkungen nur in der westlichen Grönlandsee beobachtet werden können. Das Fehlen von niedrig salinen Wassermassen ermöglichte in der Norwegen- und Islandsee während des gesamten Zeitabschnittes 9.3 bis 8.5 intensive Tiefenwasserbildung (Beyer 1989, Vogelsang 1990, Birgisdottir 1991).

Die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse sowie die hohen Karbonatgehalte zeigen in der Norwegen- und Islandsee schon im Stadium 9.3 den schwachen Einfluß atlantischer Wassermassen, der im Stadium 9.1 stark an Intensität zunimmt und auch noch im Substadium 8.5 zu beobachten ist (Gard 1988, Beyer 1989, Henrich et al. 1989a, Gard & Backman 1990, Baumann 1990a,

Henrich 1992, Bauch 1993). Ein erster Anstieg der Karbonatgehalte sowie erhöhte Biogenanteile und die damit einhergehende geringfügige Erhöhung in der Temperatur des Oberflächenwassers, ist in der Grönlandsee erst gegen Ende des Stadiums 9 zu sehen. Grund für diese zeitliche Verzögerung könnten die stark ausgeprägten ozeanischen Fronten zu Beginn des Stadiums in der Grönlandsee gewesen sein, die eine westliche Ausbreitung der warmen atlantischen Wassermassen, und damit erhöhte Karbonatproduktion, aus der Norwegensee in die Grönlandsee verhinderten.

Gegen Ende des Stadiums 8 breiteten sich wieder glaziale Bedingungen über die gesamte Grönlandsee, sowie das östliche Europäische Nordmeer aus (Henrich 1992). Der stark erhöhte Anteil an terrigenem Material während dieser Zeit zeigt die Ausdehnung der Meereisbedeckung nach Südosten. Das Auftreten der ersten Schreibkreidefragmente an der Termination 8/7 deutet auf ein nordwärts gerichtetes Driftsystem, welches von der Norwegensee herkommend (Henrich 1992) südlich der Framstraße nach Westen abgebogen ist und Meereis in die Grönlandsee transportierte.

6.2.2. Isotopenstadium 7 (ca. 244.000 - 190.000 J.v.h.)

Zu Beginn des Stadiums 7 deutet das Vorkommen von Schreibkreide auf eine nordwärts gerichtete Oberflächenströmung, die treibende Eisberge aus dem Süden in die Grönlandsee gebracht hat (Baumann et al. 1993).

Die niedrige Karbonatproduktion zusammen mit moderaten Sauerstoffisotopenwerten von planktischen Foraminiferen, die auf kältere Klimaverhältnisse als in den zwei folgenden Interglazialen (5.5 und 1) hinweisen, zeigen ein anhaltendes Ausbleiben des Einflusses von warmen Oberflächenwasser in der Grönlandsee. Die polaren Wassermassen breiteten sich weit nach Osten aus. Auch in der Norwegensee wurde abgeschwächte Zirkulation beobachtet, die sich in niedrigen Karbonatgehalten ausdrückt (Henrich et al. 1989a).

Im Substadium 7.4 zeigt der Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen drastische Abkühlung der Wassermassen an. Der gleichzeitig erhöhte Terrigeneintrag reichte bis ins Stadium 7.3 und ist auf Meereisbedeckung zurückzuführen. Diese Änderung in der Hydrographie begünstigt in der westlichen Grönlandsee im Stadium 7.4 die Ablagerung von Ton-Silt reichen Sedimenten. In diesen Horizonten wurden Metallanreicherungen beobachtet, die durch Migration der Oxidationsfront hervorgerufen wurden. Ursache ist die stark erhöhte Sedimentationsrate während der Ablagerungen. Der ausgeprägte Einfluß polarer Wassermassen, sowie lockere Eisbedeckung führten im Substadium 7.4 zu den niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen und damit zu erhöhter Stabilität der Wasserschichten. Mit dieser Reduktion in der Tiefenkonvektion geht Karbonatlösung einher, die fast durch das ganze Stadium 7 zu beobachten ist und auf die

allgemein verringerte Tiefenwasserproduktion während des gesamten Stadiums zurückzuführen ist (Kap. 6.1.3.). Erst gegen Ende des Substadiums 7.3 sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wieder deutlich ab und es kehren Klimaverhältnisse ähnlich denen vor dem Stadium 7.4 zurück. Ein Ansteigen in der biogenen Karbonatproduktion ist aber erst gegen Ende des Substadiums 7.1 zu beobachten. Dieser späte Anstieg wurde auch in anderen Gebieten des Europäischen Nordmeeres beobachtet (Bauch 1993). Der von Vogelsang (1990) vermutete Schmelzwasserzustrom aus dem Nordwesten im Stadium 7.1 ist in den Sedimenten der Grönlandsee nur schwer zu erkennen. Die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse in der Grönlandsee sind sowohl auf die leichte Erhöhung der Temperatur als auch auf den Eintrag von salzarmen Wassermassen zurückzuführen.

Während es in der Grönlandsee im gesamten Stadium 7 zu niedrigen Tiefenwassererneuerungsraten kam, mit einem Rückgang im Substadium 7.4 (Kap. 6.1.4.), wurde in der Norwegensee Tiefenwasser rasch ausgetauscht (Vogelsang 1990, Struck 1992).

6.2.3. Isotopenstadium 6 (ca. 190.000 - 130.000 J.v.h.)

An der Grenze 7/6 kommt es zur Zunahme in der Sedimentationsrate. Ähnliche Ereignisse sind auch an den Übergängen 5/4 und 3/2 zu beobachten. Ursache ist der Aufbau von Eisschilden, die das Freisetzen von sedimentbeladenen Eisbergen ermöglichten (Heinrich 1988) und zu erhöhter Sedimentation von eistransportiertem Material führten. Solche hohen Sedimentationsraten werden auch an der Grönlandbruchzone beobachtet, werden hier allerdings als Konturitablagerungen gedeutet (Hamich 1991).

Der Wechsel zu hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und die damit einhergehende Abkühlung zu Beginn des Stadiums 6 führte zur kurzfristigen Verringerung in der Tiefenwassererneuerung (Kap. 6.1.4.). Eine permanente Eisbedeckung für das gesamte Stadium 6 ist aufgrund der niedrigen Sedimentation von eistransportiertem Material sowie den erhöhten Karbonatgehalten auszuschließen.

Die hohen Karbonatgehalte in den Sedimenten reflektieren den starken Eintrag von biogenen Komponenten. Obwohl einige Abschnitte von Stadium 6 unter extrem glazialem Einfluß standen ($\delta^{18}\text{O}$ -Maxima), kommt die Produktion von biogenen Partikeln nicht zum Erliegen (siehe Abb. 28 und Kap. 5.5.). Die höheren Karbonatgehalte im Stadium 6.6 beruhen auf gering erhöhtem Eintrag von feinkörnigem Karbonat und deuten auf geringe Resedimentation von eiserodiertem Karbonat aus flacheren Schelfgebieten, wie dies in Kernen vom Norwegenschelf vorkommt (Ramm 1989). Allgemein ist die terrigene Sedimentation im Stadium 6 sehr niedrig, nur während extremer Kaltphasen (6.6, 6.4, 6.2) kommt es zu erhöhten Karbonat- und Biogengehalten, die ein fast völliges Fehlen von terrigenen Sedimenten in der Grobfrak-

tion zufolge haben. Grund für die allgemein niedrigen Terrigengehalte ist ein weit ausgedehnter stabiler Grönländischer Eisschild, der kaum Fluktuationen aufweist. Von Grönland (Funder et al. 1991) und Spitzbergen (Miller et al. 1987) weiß man, daß die Saale-Vereisung weit über die heutigen Küstenregionen hinausreichte. Die erhöhten Karbonat-Akkumulationsraten im Stadium 6, sowie die niedrigen Terrigenanteile lassen eine teilweise offene Eisbedeckung (Polynja) vermuten. Das geringe Abschmelzen von Meereis begünstigte zwar die biogene Karbonatproduktion, ließ aber nur regional Tiefenwasserbildung zu (Kap. 6.1.3.), die neben der hohen Karbonatproduktion Grund für die gute Karbonaterhaltung ist.

Während in der westlichen Grönlandsee Schreibkreidefragmente erst im Stadium 6.2 den Transport von Eisbergen aus dem südlichen Europäischen Nordmeer anzeigen, die über den Mohnsrücken (Kuhleman 1990) bis in die Grönlandsee und Framstraße (Spielhagen 1991) reichten, wurde die östliche Grönlandsee schon in den Substadien 6.6 und 6.4 von Eisbergen, die aus der Norwegensee her kommen (Henrich 1992), erreicht. Im Gegensatz dazu deuten die $\delta^{18}\text{O}$ -Minima in den Stadien 6.5 und 6.3 auf ausgeprägte Schmelzwasserzuflüsse in die Grönlandsee. Im Stadium 6.3 kam es nach diesem Einstrom von Schmelzwasser zum Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen der planktische wie auch benthischen Foraminiferen. Diese starke Abkühlung der Oberflächen- und Tiefenwassermassen führte im Stadium 6.2 zu erneuter Eisbedeckung, angezeigt auch durch erhöhte Terrigenanteile. Tiefenwassererneuerung ist in diesem Zeitraum deutlich reduziert und setzt erst wieder im Stadium 5 vollständig ein (Kap. 6.1.4., Abb. 30).

Im östlichen Europäischen Nordmeer werden dunkelgraue bis schwarze Sedimente gefunden, die sich durch das Fehlen von Bioturbation, kalkigen und kieseligen Organismen, sowie Sulfatreduktion und sehr hohen Konzentration an eistransportiertem Material (Diamikte) auszeichnen (Kassens 1990). Diese dunklen Sedimenthorizonte deuten auf ausgeprägte glaziale Maxima mit extrem schlecht durchlüfteten Wassermassen und fehlender Tiefenwasserbildung (Kassens 1990, Vogelsang 1990). Diese Diamikte werden als Ablagerungen von "tide water margins" gedeutet (Henrich 1989). Für das Stadium 6.2 wird auch im Nordatlantik ein Aussetzen der NADW Produktion vermutet (Duplessy et al. 1988a).

Die oben beschriebenen verschiedenen Zirkulationsmuster in der Grönlandsee während des Stadiums 6 unterscheiden sich deutlich von der Ozeanographie im östlichen Europäischen Nordmeer. Eine nordwärts gerichtete Strömung, die Eisberge in den glazialen Stadien aus der Norwegensee in die Grönlandsee transportierte, begünstigte die biogene Karbonatproduktion und Tiefenwassererneuerung. Mit dieser Strömung kam es auch zum größeren Einfluß warmer Wassermassen in der Grönlandsee, der auch noch in der Framstraße zu beobachten war (Berner 1991). In den Substadien 6.5 und besonders 6.3 breitete sich eine Schmelzwasserschicht von Grönland her über die Grönlandsee aus und verursachte gegen Ende des Stadiums

drastische Abkühlung und Verringerung der Tiefenwassererneuerung. Trotz der verschiedenen Zirkulationsmuster bleibt die saisonale Eisbedeckung in der Grönlandsee während des gesamten Stadiums nahezu bestehen. Im östlichen Europäischen Nordmeer dagegen kam es während der Stadien 6.5 und 6.3 zum Einfluß wärmerer Wassermassen. Nur in der östlichen Norwegensee ist ein Schmelzwassereintrag zu beobachten (Vogelsang 1990). In den Kaltphasen dagegen fand so gut wie keine biogene Produktion statt (Bauch 1993). Dies führte zur stabilen Schichtung der Wassermassen und Abbrechen der Tiefenwasserbildung im östlichen Europäischen Nordmeer, was in den Sedimenten der Norwegensee verstärkte Karbonatlösung verursachte (Henrich et al. 1989a).

Auch auf dem Islandplateau wird nahezu konstante Tiefenwassererneuerung für das gesamte Stadium 6 mit nur zeitweiligen Unterbrechungen angenommen (Birgisdottir 1991). In der Framstraße kam es ähnlich wie in der Grönland- und Islandsee in den glazialen Stadien zu besserer Karbonaterhaltung, bedingt durch intensive Bildung von Tiefenwasser (Hebbeln 1991). Ursache hierfür war der Einstrom wärmerer Wassermassen aus der Norwegensee, die das Eis weit nach Norden ins Nordpolarmeer zurückdrängten (Hebbeln 1991).

6.2.4. Isotopenstadium 5 (ca. 130.000 - 74.000 J.v.h.)

Am Übergang von Stadium 6 zu Stadium 5 kommt es in der Grönlandsee zum Eintrag von terrigenem Material. Derartige Sedimentationsereignisse gehen mit dem drastischen Abschmelzen der Eisschilde an den Terminationen einher (Baumann et al. 1993). Diese Abschmelzphasen zeichnen sich durch das Fehlen von biogenen Komponenten und stark verringertem Karbonatgehalt, aufgrund der Verdünnung durch den Terrigeneintrag, aus. Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der planktischen Foraminiferen zeigen ungewöhnlich niedrige Werte für das Substadium 5.53 in der östlichen Grönlandsee an. Solche Isotopenwerte werden auch in Sedimenten von der Grönlandbruchzone (Hamich 1991), in der Framstraße (Köhler & Spielhagen 1990) und in der Norwegensee gefunden (Vogelsang 1990) und deuten auf ein weit verbreitetes Schmelzwasserereignis im gesamten Europäischen Nordmeer. In der östlichen Grönlandsee lassen die Sauerstoffisotopen an der Termination 6/5 vermuteten, daß der Abschmelzvorgang, zumindest in der östlichen Grönlandsee, in zwei Schritten erfolgt sein muß. Diese beiden deutlich unterscheidbaren Schmelzwasserereignisse zeigen einen ähnlichen Verlauf wie der Abschmelzvorgang an der Termination I. Solche zweistufigen Abschmelzphasen wurden am Ende von Stadium 6 schon im Norwegenbecken beobachtet (Haake & Pflaumann 1989) und sind auch aus Sedimenten des östlichen äquatorialen Atlantiks bekannt (Sarnthein & Tiedemann 1990).

Während zu Beginn des Stadiums (5.53) die niedrig salinen Wassermassen des Schmelzwassereinstroms die Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen der benthischen Fauna verursachen und

damit Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee verhinderten, kommt es anschließend zum kurzfristigen Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Dieser Abkühlung folgt eine deutliche Erhöhung der Temperatur mit minimalen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im Stadium 5.51. Mit diesen höheren Temperaturen setzt auch die Tiefenwasserkonvektion in der Grönlandsee wieder voll ein (Kap. 6.1.4.).

Hohe Karbonatgehalte und das Vorkommen subpolarer planktischer Foraminiferen werden vor allem in der Abkühlungsphase nach Substadium 5.5 (5.51 im Kern 1900) beobachtet und deuten auf erhöhten Einfluß warmer atlantischer Wassermassen. Trotzdem sind die Karbonatwerte niedriger als die des Holozäns. Der Grund hierfür ist wahrscheinlich ein weit nach Osten reichender Ostgrönlandstrom, der eine größere Ausbreitung als heute besaß und damit zu kälteren Temperaturen gegenüber heute führte. Im östlichen Europäischen Nordmeer wurden weit nach Westen ausgebreitete atlantische Wassermassen beobachtet, deren westliche Begrenzung weiter im Westen lag als heute. Daraus wurde gefolgert, daß das Substadium 5.51 wärmere Klimaverhältnisse als heute besaß. Hierfür sprachen vor allem die höheren Karbonatgehalte (Kellogg 1980, Henrich 1990) und eine aus dem Nordatlantik stammende, weit nach Norden verbreitete Coccolithenfauna (Baumann 1990a). Eem-zeitliche Ablagerungen im Südosten von Grönland zeigen einen um 11 m höheren Meeresspiegel als heute und deuten damit auf wärmeres Klima im Stadium 5.5 im Vergleich zu heute (Funder et al. 1991). Auch in Landablagerungen auf Spitzbergen und Skandinavien wurden Hinweise für höhere Temperaturen im Eem gegenüber heute gefunden (Miller et al. 1987, Andersen & Mangerud 1989, Mangerud & Svendsen 1992).

Subpolare planktische Foraminiferen zeigen auch erhöhte Vorkommen und damit verstärkten Einstrom atlantischer Wassermassen im Ostteil des Europäischen Nordmeeres an (Bauch 1993). Da deren Konzentrationen aber nach Norden und Westen stark abnehmen und die Subpolararten in der Norwegensee gegenüber dem Holozän stark unterrepräsentiert sind, läßt sich für das Stadium 5.5 auf kühlere atlantische Wassermassen im Vergleich zum Stadium 1 schließen (Bauch 1993). Auch errechnete Oberflächentemperaturen (Haake & Pflaumann 1989, Vogelsang 1990) zeigen ähnlich wie in der Grönlandsee geringfügig kühleres Klima im Stadium 5.5 als im Stadium 1.

Beyer (1988), Birgisdottir (1991) und Bauch (1993) vermuten in der Islandsee für das Stadium 5.51 den geringsten Einfluß polarer Wassermassen während der letzten 600.000 Jahre und geringe Tiefenwasserbildung (Vogelsang 1990). Die Grönlandsee dagegen zeigt intensive Tiefenwassererneuerung für das Stadium 5.5 (Abb. 30) und höheren Einfluß polarer Wassermassen als im Stadium 1.

Die Ausbreitung atlantischer Wassermassen nach Westen, sowie der deutliche Einfluß polarer Wassermassen auch im östlichen Grönlandbecken, deuten auf wesentlich stärkere Tempera-

turgradienten im Europäischen Nordmeer während des Stadiums 5.5 als im Holozän. Die Polar- und Arktische Front müssen eng beieinander gelegen haben und nur eine engbegrenzte Arktische Domäne zugelassen haben. Dieser deutliche E-W Temperaturgradient läßt sich besonders gut in den um 1.1 ‰ niedrigeren Sauerstoffisotopenwerte der Norwegensee gegenüber der Grönlandsee erkennen. Die atlantischen Wassermassen müssen sich südlich von Jan Mayen in der Islandsee ausgebreitet haben, während die polaren Wassermassen in der Grönlandsee den erhöhten Einfluß warmer Wassermassen verhinderten. Der Temperaturgradient zwischen Island- und Grönlandsee muß stärker als heute ausgeprägt gewesen sein.

Mit Beginn des Stadiums 5.4 kommt es zum Anstieg in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. Diese Abkühlung in der Grönlandsee geht mit dem erneuten Vorrücken der Eismassen einher. Im westlichen Becken führt dies zum erhöhten Eintrag an terrigenem Material. Die hohen Sedimentationsraten sowie der erhöhte Anteil an organischem Material verursachen Lösung von Karbonat im Sediment. Die erhöhten Gehalte an Mn-haltigen Aggregaten an der Basis der Ton-Silt Ablagerungen sind auf das Migrieren der Oxidationsfront aufgrund der erhöhten Sedimentationsrate zurückzuführen. Aus der Framstraße kam es zu verstärkter Eisdrift (Spielhagen 1991) und im Stadium 5.3 stiegen dann die Temperaturen wieder leicht an. Die biogene Karbonatproduktion erreicht deutlich erhöhte Werte aber erst in der Abkühlungsphase am Übergang zu Stadium 5.2. Dieser drastische Rückgang des Einflusses atlantischer Wassermassen ist auch während der Substadien 5.4 und 5.2 in Sedimenten aus der Norwegensee zu beobachten (Nürnberg 1991). Die Islandsee zeigt ähnliche Bedingungen, mit niedrigen Karbonatgehalten in den Stadien 5.4 bis 5.2 und dem Fehlen warmer atlantischer Wassermassen (Baumann et al. 1993). Auch auf Spitzbergen wird die Ausbreitung von Eisschilden während der Stadien 5.4 bis 5.2 beobachtet, die durch eine Phase leichter Erwärmung (5.3) und dem Abschmelzen der Eisschilde unterbrochen wird (Mangerud 1991).

Erst im Substadium 5.1 kommen wieder deutlich niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse und hohe Karbonatgehalte vor. Die erhöhten Temperaturen erreichen aber nicht die Werte von Stadium 5.5. Ein starker Einstrom atlantischer Wassermassen ist auch in Sedimenten aus der Norwegensee zu beobachten, deren Ausbreitung aber nicht die Größe des Substadiums 5.5 erreicht (Henrich 1992). In der Framstraße dagegen werden im Substadium 5.1 die höchsten Coccolithenkonzentrationen des Stadiums erreicht. Erstmals treten auch Coccolithen im Arktischen Ozean auf (Gard & Backman 1990). Wie im Stadium 5.5 werden maximale Karbonatwerte in der Grönlandsee erst während der Abkühlungsphase nach Erreichen optimaler Temperaturen beobachtet. In Kernen aus der Island- und Norwegensee, sowie der Framstraße wurde gleichfalls ein Nacheilen der Karbonatmaxima gegenüber Temperaturmaxima beschrieben (Haake & Pflaumann 1989). Auch die Verteilung von *C. wuellerstorfi* und *N. pachyderma* sin. läßt ein verspätetes Einsetzen der Fauna gegenüber dem Temperaturmaximum erkennen. Das bedeutet, daß die maximale Ausbreitung der warmen Wassermassen erst erreicht wurde als sich

schon wieder neue Eisschilde im Aufbau befanden. Die westliche Grönlandsee zeigt im Stadium 5.1 sowohl in den Oberflächen-, wie auch Tiefenwassermassen ausgeprägte $\delta^{18}\text{O}$ -Minima, die auf Schmelzwassereinträge vom Grönländischen Eisschild her hinweisen. Dies führte zu einer kurzfristigen stabilen Schichtung der Wassersäule (Kap. 6.1.4.). Im gleichen Zeitraum wird auch in der Framstraße lokales Abschmelzen der Eisschilde angenommen (Gard 1988, Köhler & Spielhagen 1990, Köhler 1992). Trotz dieser regionalen Schmelzwasserereignisse zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse der planktischen und benthischen Foraminiferen eine stärkere Abkühlung der Tiefenwässer als die Oberflächenwassermassen des Stadiums 5.1 gegenüber 5.5 an.

Die allgemein schwächeren Einflüsse warmer Oberflächenwassermassen im Stadium 5.1 der Grönland- und Norwegensee deuten auf eine gegenüber Stadium 5.5 deutlich besser ausgebildete Arktische Domäne. Die allgemein kühleren Bedingungen von Stadium 5.1 gegenüber 5.5 zeigen sich auch im Rückgang der biogenen Fauna. Für das östliche Europäische Nordmeer werden aufgrund der Verbreitung planktischer (Bauch 1993) und benthischer Foraminiferen (Beyer 1989, Haake & Pflaumann 1989, Struck 1992) kühlere Bedingungen angenommen. Da *C. wuellerstorfi* in glazialen Klimaverhältnissen mit permanenter Eisbedeckung nicht vorkommt (Haake & Pflaumann 1989), und aufgrund der guten Konvektion, muß für das ganze Stadium 5 vom Fehlen einer kompletten Eisbedeckung oder Schmelzwasserschicht in der Grönlandsee und dem übrigen Europäischen Nordmeer ausgegangen werden.

6.2.5. Isotopenstadium 4 (ca. 74.000 - 59.000 J.v.h.)

Mit Beginn des Stadiums 4 kommt es in der Grönlandsee zum erhöhten Eintrag von terrigenem Material und drastischem Rückgang im Karbonatgehalt. Der Aufbau von Eisschilden führte zu vermehrter Eisbergproduktion, die Sedimente in die Grönlandsee verfrachteten (siehe Kap. 6.2.3.). Dieser Abfall zu kühleren Temperaturen ist im Wechsel zu höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen sowohl in den Oberflächen- als auch in den Tiefenwassermassen deutlich zu erkennen. In der Framstraße ist an der Grenze 5/4 auch der erhöhte Eintrag von eistransportiertem Material zu beobachten (Hebbeln 1992). Spielhagen (1991) vermutet Grönland als Herkunftsgebiet des terrigenen Materials. Während es zu Beginn des Stadiums noch zur Konvektion in der Wassersäule kam, zeigen die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im mittleren Stadium 4 eine generell schlechte Durchlüftung der Wassermassen an. Allgemein lassen die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der erhöhte Eintrag an terrigenem Material für den größten Teil von Stadium 4 permanente Eisbedeckung annehmen, die zu Beginn des Stadiums, ähnlich wie im Stadium 6, wohl nur saisonal ausgebildet war. Im mittleren Abschnitt von Stadium 4 kommt es dann zur drastischen Abnahme in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Die Tiefenwassererneuerung kam an der Grenze zum Stadium 3 fast völlig zum Erliegen. Das $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum im Stadium 3.3 deutet

auf erneutes starkes Abschmelzen des Grönländischen Eischildes zu Beginn des Stadiums 3. Ursache ist ein Anstieg in der Temperatur gegen Ende des Stadiums 4.

Durch die Eisbedeckung kam es wahrscheinlich nur zur schwachen Ausbildung der Oberflächenzirkulation im Stadium 4. Erst gegen Ende des Stadiums zeigt der Eintrag von Schreibkreidefragmenten ein nordwärts gerichtetes Driftsystem im Europäischen Nordmeer an. Mit dieser Driftströmung kam es auch zum Einstrom wärmerer Wassermassen in die Grönlandsee, die zu der Temperaturerhöhung und Schmelzwassereintrag an der Grenze 4/3 führten.

Auch in anderen Regionen des Europäischen Nordmeeres werden erhöhte Gehalte an terrigenem Material festgestellt (Birgisdottir 1991, Hamich 1991, Spielhagen 1991), die auf kurzzeitiges Aufbrechen der Eisbedeckung schließen lassen. Die benthische Fauna im östlichen Europäischen Nordmeer läßt ein Ausbleiben von intensiver Bodenströmung vermuten (Struck 1992). Aufgrund anderer Foraminiferendaten jedoch (Berger et al. 1982, Duplessy et al. 1988a, Duplessy et al. 1988b) muß in der Norwegensee zumindestens für den Beginn des Stadiums 4 von saisonaler Eisbedeckung und Tiefenwasserbildung ausgegangen werden.

6.2.6. Isotopenstadium 3 (ca. 59.000 - 24.000 J.v.h.)

Stadium 3 beginnt mit einem ausgeprägten Schmelzwasserereignis (3.3), das sowohl in den Oberflächen- wie auch Tiefenwassermassen zu beobachten ist. Auch das östliche Nordpolarmeer und die Framstraße (Köhler 1992) sind im Stadium 3.3 von Schmelzwassereinträgen geprägt. Dies deutet auf eine über das gesamte Europäische Nordmeer verbreitete stabile Schmelzwasserschicht. Der Auslöser ist wahrscheinlich der Einstrom warmer Wassermassen am Übergang 4/3 (Kap. 6.2.5.). Gleichzeitig mit dieser Erwärmung kam es zum Rückgang der Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee (Kap. 6.1.4.). Auch das Fehlen filtrierender Bodenfauna im östlichen Europäischen Nordmeer (Struck 1992) deutet auf starke Reduktion in der Ventilation der Wassersäule für das gesamte Europäische Nordmeer. Duplessy et al. (1988a) beobachten im tiefen Nordatlantik den Einfluß von Wassermassen aus dem Südpolarmeer.

Die allgemein niedrigen Karbonatgehalte im Stadium 3 sind auf die Verdünnung der Sedimente durch terrigenen Eintrag zurückzuführen, die sich auch in den höheren Akkumulationsraten des Gesamtsediments abzeichnen. Eisfreie Wasseroberflächen müssen mit nahezu permanenter Eisbedeckung im Wechsel gestanden haben. Gleichzeitig führten die ständigen Abschmelzereignisse zu starker Fluktuation im Eintrag von terrigenem Material. Die hohen TOC-Gehalte reflektieren die hohen Konzentrationen von terrigenem kohlenstoffreichen Material. Im Substadium 3.1 kam es nochmals zu ausgeprägten Schmelzwasserereignissen. Am Übergang zum Stadium 2 kommt es zur Erhöhung in der Sedimentationsrate. Ursache ist

ein erneuter Gletschervorstoß, der wie schon an der Grenze 7/6 (Kap. 6.2.3.) beobachtet, terrigenes Material in die Grönlandsee transportierte. Dieser erhöhte Eintrag von Sedimenten, der bis ins Stadium 2 hineinreichte, ist auch noch in der Framstraße zu beobachten (Hebbeln 1991, Hebbeln 1992). Lagen aus eistransportiertem Material kommen auch in Sedimenten des Nordatlantiks an der Grenze 3/2 vor und wurden auf den Aufbau des Laurentischen Eisschildes zurückgeführt (Bond et al. 1992, Broecker et al. 1992, Henrich 1992). Auf Spitzbergen läßt sich dieser Gletschervorstoß auf den Zeitraum von 25.000-10.000 J.v.h. datieren (Henrich 1988, Mangerud 1991, Bond et al. 1992, Broecker et al. 1992, Mangerud et al. 1992).

Phasen mit niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen zeigen in der Grönlandsee leicht erhöhte Karbonatgehalte. Auch das geringe Vorkommen von Coccolithen (Baumann et al. 1993) deutet auf den schwachen Einfluß von warmen Oberflächenwassermassen in der Grönlandsee, der bis weit nach Norden in die Framstraße reichte (Gard 1988, Gard & Backman 1990). Schwächere glaziale Bedingungen sind auch in der östlichen Norwegensee zu finden, welche von atlantischen Wassermassen in einigen Abschnitten von Stadium 3 beeinflußt wurden (Henrich et al. 1989a, Vogelsang 1990, Weinelt 1993).

Während des gesamten Stadiums 3 kam es in der Grönlandsee immer wieder zu lokalen Schmelzwasserereignissen. Dieser ständige Eintrag von salzarmen Wassermassen ist auch in Sedimenten vor Nordnorwegen zu beobachten (Weinelt 1993) und führte zu instabiler Oberflächenzirkulation während des gesamten Stadiums 3 in der Grönlandsee. Grund hierfür waren Erwärmung und Abschmelzen des Grönländischen Eisschildes (Johnsen et al. 1992, Kerr 1993, Taylor et al. 1993), die zu niedrig salinen Wassermassen führten. Auch in der Islandsee wird regionales Abschmelzen von den Eisschilden beobachtet (Köhler 1992). Trotz dieses ständigen Wechsels zwischen Abschmelzen und kompakter Eisdecke kommt es in der Grönlandsee zur Konvektion, zumindest bis in intermediäre Wasserschichten (siehe Kap. 6.1.4.). Die moderaten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse deuten auf Zirkulation in den Oberflächenwassermassen der Grönlandsee und teilweise Konvektion auch in den tieferen Wasserschichten. Regional dürften also über längere Zeitabschnitte des Stadiums 3 die tiefen Schichten der Wassersäule von der Konvektion erreicht worden sein. An der Grönlandbruchzone weist im Stadium 3 eine Pteropodenlage, sowie das gehäufte Vorkommen von Schwammnadeln auf Tiefenwasserbildung in dieser Region (Hamich 1991). Auch in der Framstraße wird gegen Ende des Stadiums, aufgrund des Einstroms atlantischer Wassermassen, eine kurzfristige, regional begrenzte Bildung von Tiefenwasser vermutet (Hebbeln 1991).

6.2.7. Isotopenstadium 2 (ca. 24.000 - 14.900 J.v.h.)

Ähnlich niedrige Karbonatgehalte wie im Stadium 3 und hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse deuten im Stadium 2 auf ähnliche Klimabedingungen wie im Stadium 4.

Im gesamten Stadium 2 zeigen die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* keine weitreichende Tiefenwassererneuerung. Nur die nördliche Grönlandsee (1894-7, 1895-9, 1900-7) weist kurz vor Beginn des Substadiums 2.2 erhöhte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf. Diese regional begrenzte Konvektion reichte wahrscheinlich nur bis in intermediäre Wasserschichten, was die niedrige Karbonatkonzentration erklären würde. In der Tiefsee kommt es während dieser Konvektionszeiten zum erhöhten Eintrag biogener Komponenten (siehe Abb. 9). Schreibkreidefragmente deuten auf die Verdriftung von Eisbergen aus dem südlichen Europäischen Nordmeer in die östliche Grönlandsee. Die westliche Grönlandsee wird, wie die Framstraße (Spielhagen 1991), von dieser Oberflächenzirkulation erst im Substadium 2.2 erfaßt. Erhöhte Anteile an subpolaren Foraminiferen deuten in einigen Abschnitten des Stadiums auf den geringen Einfluß warmer Wassermassen in der nördlichen Grönlandsee. Coccolithenfunde bestätigen, daß die erhöhte Zufuhr von warmen atlantischen Wassermassen in der Framstraße zu einer saisonal offenen Wasseroberfläche führte (Baumann 1990b). Im östlichen Europäischen Nordmeer weist subpolares Plankton (Henrich 1990) auf eine nach Norden gerichtete warme Strömung auf der Ostseite der Norwegensee. Damit kann für die Grönlandsee von saisonalen Meereisdecken ausgegangen werden, die auch das gesamte Europäische Nordmeer überschichtete. Im Nordatlantik dagegen kam es zur Tiefenwassererneuerung, allerdings auch nur regional (Labeyrie et al. 1992).

6.2.8. Termination I und Isotopenstadium 1 (ca. 14.900 J.v.h. - rezent)

Die drastische Erwärmung und der Übergang zur heutigen Oberflächenzirkulation sind an der Grenze 2/1 in der gesamten Grönlandsee deutlich zu erkennen. Der erhöhte Terrigeneintrag an der Termination und der deutliche Rückgang in der biogenen Karbonatproduktion kennzeichnen die Termination I in den Sedimenten der Tiefsee. Die niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* zu Beginn der Termination I zeigen das Fehlen ausreichender Tiefenkonvektion an. Ein Schmelzwassereinstrom zu Beginn der Termination I um ca. 15.000 ^{14}C -Alter J.v.h. (Jones & Keigwin 1988, Lehman et al. 1991, Weinelt et al. 1991, Weinelt 1993) könnte die Ursache für die Reduktion in der Tiefenwassererneuerung gewesen sein.

Erst am Ende der Termination I kommt es in den Sedimenten der gesamten Grönlandsee zum deutlichen Anstieg im Karbonat- und Biogengehalt, der mit einer Erhöhung in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *O. umbonatus* einhergeht. Dieser Umschwung von überwiegend terrigener Grobfraction zu fast ausschließlich biogener Karbonatproduktion deutet den Wechsel in der Ozeanographie zum Einfluß wärmerer Wassermassen an. Während die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N.*

pachyderma sin. gleichzeitig mit dem Biogenanteil ansteigen, nehmen die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *O. umbonatus* erst später zu. Grund ist die Ausbildung von Konvektion in den Oberflächenwassermassen, die erst später auch in den tieferen Wasserschichten zu beobachten ist. Das postglaziale Maximum der biogenen Produktion zeigt den stärksten Einfluß von warmen Oberflächenwassermassen in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre an. Im übrigen Europäischen Nordmeer ist ein ähnlicher Ablauf in der Klimaentwicklung zu beobachten. So setzt sich ein stabiles interglaziales Zirkulationsmuster erst 9.000 ^{14}C -Alter J.v.h. deutlich durch, wobei das vorläufige Maximum um 6.000 ^{14}C -Alter J.v.h. erreicht wurde (Baumann & Matthiessen 1992, Koç Karpuz & Jansen 1992, Köhler 1992, Sarnthein et al. 1992, Bauch 1993, Williams 1993). Nach diesem holozänen Klimaoptimum erfolgt eine Abnahme in der Karbonatkonzentration, die das deutliche Nachlassen des Einflusses atlantischer Wassermassen in der Grönlandsee anzeigt, der bis heute anhält. Gegenüber der Islandsee (Jünger 1990, Baumann et al. 1993) sind die Karbonatgehalte in der Grönlandsee höher und spiegeln den stärkeren Einfluß der atlantischen Wassermassen wider. Die höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse von *O. umbonatus* werden an der Sedimentoberfläche erreicht und zeigen damit rezent die höchsten Austauschraten in der Tiefenwassererneuerung, was zusätzlich im Auftreten von *C. wuellerstorfi* zu erkennen ist, welche ihr Maximum an der Sedimentoberfläche erreicht. Trotzdem zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *N. pachyderma* sin. schon wieder eine Abnahme in der Konvektion der Oberflächenwassermassen an.

7. SCHLUßFOLGERUNGEN

In dieser Arbeit wurden erstmals Kerne aus der Grönlandsee bearbeitet. Das Arbeitsgebiet ist heute ein aktives Zentrum der Tiefenwassererneuerung. Die Daten lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

- Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. zeigen deutliche Unterschiede zu Isotopenprofilen aus der Norwegensee. Hauptgrund hierfür ist der fehlende Einfluß von großen Temperaturänderungen auf die Sauerstoffisotopen in der Grönlandsee, die ausschließlich den anhaltenden Einfluß polarer Wassermassen anzeigen. So spiegeln die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse hauptsächlich die Schwankungen im globalen Eisvolumen (Eiseffekt) wider. Die extrem niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, die nicht mit dem globalen Eiseffekt in Einklang gebracht werden können, sind auf intensive Abschmelzphasen des Grönländischen Eisschildes zurückzuführen und beruhen auf der drastischen Abnahme im Salzgehalt der Oberflächenwassermassen.
- Ausgeprägte Schmelzwasserereignisse an den Terminationen (8/7, 6/5, 2/1), wie sie im östlichen Europäischen Nordmeer beobachtet werden, sind in der Grönlandsee nur gering ausgebildet. Während moderater glazialer Bedingungen (Stadium 3 und 6.3) treten dagegen deutliche Schmelzwasserereignisse auf, die in der westlichen Grönlandsee einen gering höheren Einfluß zeigen. Der Grund ist die Herkunft der Schmelzwässer vom Grönländischen Eisschild.
- Stadium 3 ist vom wiederholten Schmelzwassereintrag geprägt. Dadurch kam es zu instabilen Zirkulationsverhältnissen, die auf eine Erwärmung über dem Grönländischen Eisschild zurückzuführen sind und im gesamten nördlichen Europäischen Nordmeer beobachtet werden.
- Schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin. werden vor allem in den Interglazialen beobachtet und zeigen gut durchlüftete Oberflächenwassermassen an. In glazialen Stadien fallen die Werte ab und deuten auf eine Verringerung der Konvektion in den oberen Wasserschichten und eine Abnahme in der Produktivität.
- Der Karbonatgehalt zeigt gegenüber den Sedimenten aus der Norwegensee ein anderes Verteilungsmuster. Die aus der Norwegensee bekannten Glazial/Interglazial-Zyklen im Karbonatgehalt lassen sich in den Sedimenten der Grönlandsee nicht erkennen. So sind hohe Karbonatgehalte auch in glazialen Phasen zu finden. Hier kommt es vor allem während der Erwärmungsphasen zur Sedimentation von Karbonat. In Zeiten ausgeprägter Interglaziale

sind die Karbonatkonzentrationen im allgemeinen gering, steigen aber in der folgenden Abkühlungsphase deutlich an.

- Stadium 6 nimmt in der Grönlandsee eine Sonderstellung ein und zeichnet sich gegenüber Kernen aus dem östlichen Europäischen Nordmeer durch extrem hohe Karbonatgehalte aus. Grund hierfür war eine teilweise offene Meereisdecke (Polynja) in der Grönlandsee, die regionale Tiefenwassererneuerung und erhöhte biogene Karbonatproduktion zuließ.
- Karbonatlösung ist fast ausschließlich in Sedimenthorizonten zu finden, die von dem raschen Eintrag feinkörniger Sedimente beeinflusst wurden (Stadium 5.53, 5.4 und 5.3). Zusätzlich ist eine intensive Karbonatlösung im Stadium 7 zu beobachten. Neben einer Abkühlung der Temperatur und einer saisonalen Eisbedeckung der Grönlandsee, kam es im Stadium 7 zu einer reduzierten Tiefenwassererneuerung. Die dadurch gebildeten, hochkorrosiven Bodenwassermassen führten zu der erhöhten Lösung von Karbonat im Sediment.
- Karbonat-Akkumulationsraten sind besonders hoch während gemäßigter Glazialzeiten, wenn die Dynamik der Eismassen an Land und auf dem Wasser am höchsten ist.
- Nimmt man den Karbonatgehalt und den Anteil der biogenen Komponenten der Grobfraktion als Maß für die biogene Karbonatproduktion der Oberflächenwassermassen sowie die Verhältnisse der $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der planktischen Foraminifere *N. pachyderma* sin., kann man sie als Maß für die Verbreitung und Häufigkeit von vertikaler Konvektion in der oberen Wassersäule benutzen. Schmelzwasser sowie Eisbedeckung können die Konvektion in den oberen Wasserschichten stark behindern.
- Die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der endobenthischen Art *O. umbonatus* lassen sich in der Grönlandsee für Aussagen über die Konvektion in der Wassersäule heranziehen. In anderen Teilen des Europäischen Nordmeeres sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte endobenthischer Faunen nur zum Teil vom Bodenwasser abhängig. Porenwasserlösungen beeinflussen die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse meist stark und lassen daher kaum Aussagen über die $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung des Bodenwassers in diesen Regionen zu. In der Grönlandsee zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *O. umbonatus* jedoch ein anderes Verteilungsmuster, welches einen geringen bis gar keinen Einfluß von Porenwasser erkennen läßt.
- Während der letzten 340.000 Jahre war die Grönlandsee fast durchgehend ein Zentrum intensiver Tiefenwassererneuerung. Nur in Zeiten ausgeprägter Schmelzwassereinströme oder einer kompakten Eisbedeckung kam es zeitweilig zu einer drastischen Verringerung in der Tiefenwasserbildung. Solche Abschmelz- und Abkühlungsphasen traten sowohl in glazialen

wie interglazialen Stadien auf und stehen eng im Zusammenhang mit den Schwankungen im Volumen des Grönländischen Eisschildes.

- Aus den Daten der Grönlandsee lassen sich ähnlich wie schon aus dem östlichen Europäischen Nordmeer bekannte Oberflächenzirkulationen ableiten. Jedoch zeigen die Ergebnisse aus der Grönlandsee einige Unterschiede gegenüber den bisher angenommenen Zirkulationsmuster. Während des letzten interglazialen Maximums läßt der Ostgrönlandstrom eine deutliche Ausbreitung nach Osten vermuten, weiter als aus dem Holozän bekannt ist. In der Norwegensee bewirkte ein verstärkter Einstrom atlantischer Oberflächenwassermassen eine westliche Ausdehnung der Atlantischen Domäne. Aufgrund dieser weit nach Westen verlagerten Arktischen Front und der nach Osten vorgeschobenen Polarfront dürfte die Arktische Domäne in der uns heute bekannten Form nicht existiert haben. Im Stadium 5.1 wurden gemäßigte Bedingungen in der Grönlandsee beobachtet. Eine ähnliche Zirkulation wie heute dürfte stattgefunden haben. Die Polarfront und auch die Arktische Front dürften weit nach Westen versetzt gewesen sein.

Stadium 6 zeigt über dem östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres eine kompakte Eisbedeckung. In der Grönlandsee dagegen kam es zu regionaler Tiefenwassererneuerung aufgrund einer stark saisonal variierenden Meereisdecke (Polynja). In den Substadien 8.3 und 3.3 sind besonders in der Grönlandsee ausgeprägte Schmelzwasserereignisse zu beobachten, die von Grönland herrühren und nur lokalen Einfluß ausübten. Regional weitverbreitete Tiefenwassererneuerung war vor allem im Stadium 3 zu beobachten.

8. LITERATURVERZEICHNIS

- Aagaard, K., Swift, J. & Carmack, E. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas.- *J. Geophys. Res.*, **90**(C3), 4833-4846.
- Aagaard, K., Foldvik, A. & Hillman, S.R. (1987): The West Spitsbergen current: disposition and water mass transformation.- *J. Geophys. Res.*, **92**(C4), 3778-3784.
- Aagaard, K. & Carmack, E. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation.- *J. Geophys. Res.*, **94**(C10), 14485-14498.
- Aagaard, K., Fahrbach, E., Meincke, J. & Swift, J.H. (1991): Saline outflow from the Arctic Ocean: its contribution to the deep water of the Greenland, Norwegian, and Iceland Seas.- *J. Geophys. Res.*, **96**(C 11), 20433-20441.
- Altenbach, A.V., Unsöld, G. & Walger, E. (1987): The hydrodynamic environment of *Saccostoma ramosa* (BRADY).- *in*: A.V. Altenbach et al. (eds.): *Beobachtungen an Benthos-Foraminiferen* (Teilprojekt A3).- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität, Kiel*, **6**, 47-68.
- van Andel, T.H., Heath, G.R. & Moore, T.C. (1975): Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific Ocean.- *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **143**, 1-134.
- Andersen, B.G. & Mangerud, J. (1989): The last Interglacial-Glacial cycle in Fennoscandia.- *Quaternary International*, **3/4**, 21-29.
- Bard, E., Labeyrie, L.D., Pichon, J.J., Labracherie, M., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1990): The last deglaciation in the southern and northern hemispheres: a comparison based on oxygen isotope, sea surface temperature estimates, and accelerator ^{14}C dating from deep-sea sediments.- *in*: U. Bleil & J. Thiede (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 405-415.
- Bauch, H. (1993): Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation während der letzten 600.000 Jahre.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **40**, 95 S.
- Baumann, K.H. (1990a): Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **22**, 146 S.
- Baumann, M. (1990b): Cocoliths in sediments of the eastern Arctic basin.- *in*: U. Bleil & J. Thiede (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 437-445.
- Baumann, K.-H. & Matthiessen, J. (1992): Variations in surface water mass conditions in the Norwegian Sea: evidence from Holocene coccolith and dinoflagellate cyst assemblages.- *Marine Micropaleontology*, **20**, 129-146.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Erlenkeuser, H., Henrich, R. & Jünger, B. (1993): Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin.- *Marine Geology*, **114**, 13-36.

- Becker, B. & Kroner, B. (1992): Tree-ring ^{14}C calibration at 10.000 BP.- in: E. Bard & W.S. Broecker (eds.): The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies.- Springer-Verlag, Berlin, 201-209.
- Belanger, P.E., Curry, W.B. & Matthews, R.K. (1981): Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **33**, 205-220.
- Berger, W.H., Bonneau, M.C. & Parker, F.L. (1982): Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate.- *Oceanologica Acta*, **5**(2), 249-258.
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstrape, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See.- *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **20**, 167 S.
- Beyer, J.D.A. (1989): Senkvartaer Paleoseanografi i det sentrale Islandshav.- unveröff. Dipl. Arbeit, Universität Bergen, 150 S.
- Birgisdottir, L. (1991): Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 550.000 Jahren.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **34**, 112 S.
- Bischof, J. (1991): Dropstones im Europäischen Nordmeer- Indikatoren für Meeresströmungen in den letzten 300.000 Jahren.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **30**, 127 S.
- Blaume, F. (1992): Hockakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster.- *Berichte Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **36**, 150 S.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. & Ivy, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period.- *Nature*, **360**, 245-249.
- Bourke, R.H., Newton, J.L., Paquette, R.G. & Tunncliffe, M.D. (1987): Circulation and water masses of the East Greenland shelf.- *J. Geophys. Res.*, **92**(C7), 6729-6740.
- Boyle, E.A. (1984): Sampling statistic limitations on benthic foraminifera chemical and isotopic data.- *Marine Geology*, **58**, 213-224.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L.D. (1982): Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: geochemical evidence.- *Science*, **218**, 784-787.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L.D. (1985): Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 250,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 135-150.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L.D. (1987): North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature.- *Nature*, **330**, 35-40.
- Broecker, W.S. (1986): Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures.- *Quaternary Research*, **26**, 121-134.
- Broecker, W.S. (1990): Salinity history of the Northern Atlantic during the last deglaciation.- *Paleoceanography*, **5**, 459-467.
- Broecker, W.S. (1991): The great ocean conveyor.- *Oceanography*, **4**(2), 79-89.

- Broecker, W.S. & van Donk, J. (1970): Insolation changes, ice volumes, and the $\delta^{18}\text{O}$ record in deep-sea cores.- *Rev. Geophys. Space Phys.*, **8**, 169-198.
- Broecker, W.S. & Peng, T.H. (1982): *Tracers in the sea*.- Eldigio Press, Palisades, N.Y., 690 S.
- Broecker, W.S., Peteet, D. & Rind, D. (1985): Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation.- *Nature*, **315**, 21-25.
- Broecker, W.S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Kennett, J. & Peteet, D. (1988): The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event.- *Paleoceanography*, **3**, 1-19.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. & Wolfli, W. (1989): Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode.- *Nature*, **341**, 318-321.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. & McManus, J. (1992): Origin of the northern Atlantic's Heinrich events.- *Climate Dynamics*, **6**, 265-273.
- Carstens, J. & Wefer, G. (1992): Recent distribution of planktonic foraminifera in the Nansen Basin, Arctic Ocean.- *Deep Sea Res.*, **39**(Suppl.), S507-S524.
- Chappell, J. & Shackleton, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level.- *Nature*, **324**, 137-140.
- Clarke, R.A., Swift, J.H., Reid, J.L. & Koltermann, K.P. (1990): The formation of Greenland Sea deep water: double diffusion or deep convection ?- *Deep Sea Res.*, **37**(9A), 1385-1424.
- Corliss, B.H. (1985): Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments.- *Nature*, **314**, 435-438.
- Craig, H. & Gordon, L.I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere.- *in*: E. Tongiorgi (eds.): *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*.- Third SPOLETO conference on Nuclear Geology, Consiglio Nazionale della Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 9-130.
- Curry, W. & Lohman, G. (1983): Reduced advection into Atlantic Ocean deep eastern basins during last glacial maximum.- *Nature*, **306**, 577-580.
- Dansgaard, W., White, J.W.C. & Johnson, S.J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event.- *Nature*, **339**, 532-534.
- Dickson, R.R., Meincke, J., Malmberg, S.A. & Lee, A.J. (1988): The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982.- *Prog. Oceanog.*, **20**, 103-151.
- Diester-Haass, L., Meyers, P.A. & Rothe, P. (1986): Light-dark cycles in opal-rich sediments near the Plio-Pleistocene boundary, DSDP site 532, Walvis ridge continental terrace.- *Marine Geology*, **73**, 1-23.
- Duplessy, J.C. (1982): North Atlantic deep water circulation during the last climatic cycle.- *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, **31**, 379-391.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C. & Duprat, J. (1981): Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35**, 121-144.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Carlap, M. & Hendy, C.H. (1984): ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications to the carbon cycle and the global deep water circulation.- *Quaternary Research*, **21**, 225-243.

- Duplessy, J.C. & Shackleton, N.J. (1985): Response of global deep-water circulation to earth's climate change 135,000-107,000 years ago.- *Nature*, **316**, 500-507.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D. & Kallel, N. (1988a): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation.- *Paleoceanography*, **3**, 343-360.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L. & Blanc, P.L. (1988b): Norwegian Sea deep water variations over the last climatic cycle: paleo-oceanographical implications.- *in*: H. Wanner & U. Siegenthaler (eds.): Long and short term variability of climate.- Springer Verlag, Heidelberg, 83-116.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures.- *Journal of Geology*, **63**, 538-579.
- Erlenkeuser, H. & Haake, F. (eingereicht): Isotopic and ecological evidence on deep convection in the Norwegian Sea from a highly resolved sediment record of oxygen isotope stage 5.
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on Younger Dryas event and deep ocean circulation.- *Nature*, **342**, 637-642.
- Funder, S., Hjort, C. & Landvik, J.Y. (1991): Quaternary stratigraphy of Jameson Land - a first approximation.- *LUNDQUA Report*, **33**, 171-175.
- Gard, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and Subarctic Seas.- *Medd. Stockholms Univ. Geol. Inst.*, **275**, 1-45.
- Gard, G. & Backman, J. (1990): Synthesis of Arctic and Sub-Arctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500,000 years.- *in*: U. Bleil & J. Thiede (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 417-436.
- Gascard, J.C., Kergomard, C., Jeannin, P.F. & Fily, M. (1988): Diagnostic study of the Fram Strait marginal ice zone during summer - from 1983 and 1984 marginal ice zone experiment - lagrangian observations.- *J. Geophys. Res.*, **93**(C4), 3613-3641.
- Goldschmidt, P., Pfirman, S., Wollenburg, I. & Henrich, R. (1992): Origin of sediment pellets from the Arctic seafloor: sea ice of icebergs?- *Deep Sea Res.*, **39**(2), S539-S565.
- Gordon, A.L. (1986): Inter-ocean exchange of thermocline water.- *J. Geophys. Res.*, **91**(C4), 5037-5046.
- Graf, G. (1989): Die Reaktion des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanzen.- unveröffent. Habil., Christians-Albrecht-Universität Kiel, 77 S.
- GSP-Group (1990): Greenland Sea project: a venture toward improved understanding of the oceans' role in climate.- *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **71**(24), 750-755.
- Haake, F.W. & Pflaumann, U. (1989): Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Vøring Plateau, Norwegian Sea.- *Boreas*, **18**, 343-356.
- Hamich, A. (1991): Sedimentologische Untersuchungen eines Kernes (GIK 21906-2) der Grönlandsee.- unveröff. Dipl. Arbeit, Geol.-Paläont. Inst. Universität Kiel, 78 S.
- Hancock, J.M. (1984): Cretaceous.- *in*: K.W. Glennie (eds.): Introduction to the petroleum geology of the North Sea.- Blackwell Sci. Publ., 133-150.

- Hebbeln, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozooanographie in der Fram-Straße.- Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, **22**, 174 S.
- Hebbeln, D. (1992): Weichselian glacial history of the Svalbard area: correlating the marine and terrestrial records.- *Boreas*, **21**, 295-304.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1991): Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait.- *Nature*, **350**, 409-411.
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years.- *Quaternary Research*, **29**, 142-152.
- Henrich, R. (1986): A calcite dissolution pulse in the Norwegian-Greenland Sea during the last deglaciation.- *Geologische Rundschau*, **75**(3), 805-827.
- Henrich, R. (1989): Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography, and evolution of Late Pliocene to Quaternary northern hemisphere climate.- *in*: O. Eldholm et al. (eds.): *Proceedings of ODP, Scientific Results*.- ODP, College Station, Texas, **104**, 189-232.
- Henrich, R. (1990): Cycles, rhythms, and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits.- *in*: U. Bleil & J. Thiede (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 213-244.
- Henrich, R. (1992): Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2,6 Ma bis rezent.- unveröff. Habil., Christian-Albrechts-Universität Kiel, 345 S.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989a): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka.- *Marine Geology*, **86**, 283-319.
- Henrich, R., Wolf, T., Bohrmann, G. & Thiede, J. (1989b): Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse-fraction composition in sediments from the Vøring Plateau - ODP Leg 104 drill sites.- *in*: O. Eldholm et al. (eds.): *Proceedings of the ODP, Scientific Results*.- ODP, College Station, Texas, **104**, 75-188.
- Henrich, R. & Thiede, J. (1991): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka - reply.- *Marine Geology*, **96**, 134-136.
- Holler, P. & Kassens, H. (1988): Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer (Datenreport F.S.Meteor, Reise 7).- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, Christian-Albrechts-Universität Kiel, **15**, 61 S.
- Holtehdahl, H. (1959): Geology and paleontology of Norwegian Sea bottom cores.- *J. Sed. Petrol.*, **29**, 16-29.
- Honjo, S., Manganini, J., Karowe, A. & Woodward, B.L. (1987): Particle fluxes, northeastern Nordic Seas: 1983-1986 (No. WHOI 87-17).- *Techn. Rept.*, 84 S.
- Hopkins, T.S. (1991): The GIN Sea - a synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985.- *Earth Sci. Rev.*, **30**, 175-318.
- Imbrie, J., Hayes, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record.- *in*: A. Berger (eds.): *Milankovitch and Climate*.- Reidel Publishing Company, Hingham/Mass., 269-305.

- Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjæran, T., Hald, M., Høltedahl, H. & Skarbø, O. (1983): Late Weichselian paleoceanography of the southern Norwegian Sea.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **63**, 117-146.
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanography.- *in*: B.G. Hurdle (eds.): *The Nordic Seas*.- Springer Verlag, New York, 103-127.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Sørensen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. & Steffensen, P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core.- *Nature*, **359**, 311-313.
- Jones, G.A. (1991): Spatial and temporal distribution of Laurentide and Fennoscandian meltwater during the last deglaciation.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **71**, 145-148.
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation.- *Nature*, **336**, 56-59.
- Jünger, B. (1990): Zur paläo-ozeanographischen Entwicklung der Islandsee während der letzten 360 000 Jahre (Sedimentologische Untersuchungen am Kern 23353-2/3).- unveröff. Dipl. Arbeit, Geol.-Paläont. Inst. Universität Kiel, 69 S.
- Jünger, B. & Erlenkeuser, H. (eingereicht): Variations in planktic $\delta^{18}\text{O}$ and carbonate content in sediments from the Greenland Basin for the past 340,000 years.- *Marine Geology*.
- Kassens, H. (1990): Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, Christian-Albrechts Universität Kiel, **24**, 117 S.
- Kassens, H. (in Vorbereitung): The environmental history of the Nordic Seas: Implications from physical properties.
- Keigwin, L.D., Jones, G.A., Lehman, S.J. & Boyle, E.A. (1991): Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation and abrupt climate change.- *J. Geophys. Res.*, **96**(C9), 16,811-16,826.
- Kellogg, T.B. (1975): Late Quaternary climatic changes in the Norwegian and Greenland Seas.- *in*: G. Weller & S.A. Bowling (eds.): *Climate of the Arctic*.- Proc. 24. Alaska Sci. Conf., Geophysical Inst. University Alaska, Fairbanks, Alaska, 3-36.
- Kellogg, T.B. (1976): Late Quaternary climatic changes: evidence from deep-sea cores of Norwegian and Greenland Seas.- *in*: R.M. Cline & J.D. Hays (eds.): *Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology*.- *Geol. Soc. Amer. Memoir*, **145**, 77-110.
- Kellogg, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: glacial-interglacial contrasts.- *Boreas*, **9**, 115-137.
- Kellogg, T.B., Duplessy, J.C. & Shackleton, N.J. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores.- *Boreas*, **7**, 61-73.
- Kerr, R.A. (1993): How ice age climate got the shakes.- *Science*, **260**, 890-892.
- Killworth, P.D. (1979): On "chimney" formations in the ocean.- *J. Phys. Oceanog.*, **9**, 531-554.
- Koç Karpuz, N. & Jansen, E. (1992): A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea: documentation of rapid climatic changes.- *Paleoceanography*, **7**(4), 499-520.

- Köhler, S.E. (1992): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeer und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-isotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.).- GEOMAR Report, Kiel, 13, 104 S.
- Köhler, S.E. & Spielhagen, R.F. (1990): The enigma of oxygen isotope stage 5 in the central Fram Strait.- in: U. Bleil & J. Thiede (eds.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.- Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 489-497.
- Koltermann, K.P. (1987): Die Tiefenzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.- unveröff. Diss., Universität Hamburg, 287 S.
- Krause, G., Meincke, J. & Schwarz, H.J. (1991): Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI/ 1-4 of R.V. "Polarstern" in 1989.- Reports on Polar Research, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 87, 110 S.
- Kroopnick, P. (1980): The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean.- Earth Planet. Sci. Lett., 49, 469-484.
- Kroopnick, P. (1985): The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans.- Deep Sea Res., 32(1), 57-84.
- Kuhleman, J. (1990): Zur spätquartären Entwicklung des zentralen Europäischen Nordmeeres anhand des "Meteor"-Kernes GIK 23269-1.- unveröff. Dipl. Arbeit, Geol.-Paläont. Inst. Universität Kiel, 82 S.
- Labeyrie, L.D. & Duplessy, J.C. (1985): Changes in the oceanic $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio during the last 140,000 years: high latitude surface water records.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 50, 217-240.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C. & Blanc, P.L. (1987): Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125,000 years.- Nature, 327, 477-482.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Duprat, J., Juillet-Leclerc, A., Moyes, J., Michel, E., Kallel, N. & Shackleton, N.J. (1992): Changes in the vertical structure of the North Atlantic ocean between glacial and modern times.- Quat. Sci. Rev., 11, 401-413.
- Lehman, S.J., Jones, G.A., Keigwin, L.D., Andersen, E., Butenko, G. & Østmo, S.R. (1991): Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation.- Nature, 349, 513-516.
- Lotter, A.F., Ammann, B. & Sturm, M. (1992): Rates of change and chronological problems during the late-glacial period.- Climate Dynamics, 6, 233-239.
- Mackensen, A., Sejrup, H.P. & Jansen, E. (1985): The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise off southwest Norway.- Marine Micropaleontology, 9, 275-306.
- Mackensen, A., Fütterer, D.K., Grobe, H. & Schmiedl, G. (1993): Benthic foraminiferal assemblages from the eastern South Atlantic Polar Front region between 35° and 57°S : distribution, ecology and fossilization potential.- Marine Micropaleontology, 22, 33-69.
- Malmberg, S.A. (1983): Hydrographic investigations in the Iceland and Greenland Seas in late winter 1971 - "deep water project".- Jokull, 33, 133-140.
- Mangerud, J. (1991): The last ice age in Scandinavia.- Striae, 34, 15-30.
- Mangerud, J., Bolstad, M., Elgersma, A., Helliksen, D., Landvik, J.Y., Lønne, I., Lycke, A.K., Salvigsen, O., Sandahl, T. & Svendsen, J.I. (1992): The last glacial maximum on Spitsbergen, Svalbard.- Quaternary Research, 38, 1-31.
- Mangerud, J. & Svendsen, J.I. (1992): The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard.- Quat. Sci. Rev., 11, 633-664.

- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.S., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy.- *Quaternary Research*, **27**, 1-29.
- McCorkle, D.C., Keigwin, L.D., Corliss, B.H. & Emerson, S.R. (1990): The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep sea benthic foraminifera.- *Paleoceanography*, **5**(2), 161-186.
- Meggers, H. & Henrich, R. (eingereicht): SEM dissolution records and authigenic cement overgrowth of *Neoglobobulimina atlantica* (BERGGREN 1972), - a new tool to monitor Miocene to Pliocene paleoceanography.- *Marine Geology*.
- Miller, G.H., Sejrup, H.P., Lehman, S.J. & Forman, S.L. (1987): The last glacial-interglacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard Archipelago.- *Polar Research*, **5**, 279-280.
- Mix, A.C. & Fairbanks, R.G. (1985): North Atlantic surface-ocean control of Pleistocene deep-ocean circulation.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 231-243.
- Molnia, B.F. (1972): Pleistocene ice rafting in the North Atlantic Ocean.- unveröff. Diss., Columbia University, South Carolina, 130 S.
- Müller, G. (1964): Methoden zur Sedimentuntersuchung.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 303 S.
- Nesteroff, W.D. (1982): The origin of the ferromanganese coatings of deep-sea rocks in the Atlantic.- in: R.A. Scrutton & M. Talwani (eds.): *The Ocean Floor*.- John Wiley & Sons, Chichester, 129-146.
- Nürnberg, D. (1991): Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehäusen- Hinweise auf klimatische und ozeanographische Änderungen im nördlichen Nordatlantik während des Spätquartärs.- *GEOMAR Report*, Kiel, **8**, 117 S.
- Olbers, D.J. (1988): Die Rolle des Ozeans für das Klima.- *Physik in unserer Zeit*, **6**.
- Paquette, R.G., Bourke, R.H., Newton, J.F. & Ferdue, W. (1985): The East Greenland polar front in autumn.- *J. Geophys. Res.*, **90**(C3), 4866-4882.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J. & Boden, G. (1984): High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years.- *Marine Geology*, **56**, 119-136.
- Prell, W.L., Imbrie, J., Martinson, D.G., Morley, J.J., Pisias, N.G., Shackleton, N.J. & Streeter, H.F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the Late Quaternary.- *Paleoceanography*, **1**, 137-162.
- Quadfasel, D., Gascard, J.C. & Koltermann, K.P. (1987): Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 marginal ice zone experiment.- *J. Geophys. Res.*, **92**(C7), 6719-6728.
- Quadfasel, D. & Meincke, J. (1987): Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres.- *Deep Sea Res.*, **34**(A11), 1883-1888.
- Ramm, M. (1989): Late Quaternary carbonate sedimentation and paleoceanography in the eastern Norwegian Sea.- *Boreas*, **18**, 255-272.
- Rau, G.H., Takahashina, T. & Des Marais, D.J. (1989): Latitudinal variations in plankton $\delta^{13}\text{C}$: implications for CO_2 and productivity in past oceans.- *Nature*, **341**, 516-518.

- Rudels, B. (1990): Haline convection in the Greenland Sea.- *Deep Sea Res.*, **37**(9A), 1491-1551.
- Rudels, B., Quadfasel, D., Friedrich, H. & Houssais, M. (1989): Greenland Sea convection in the winter of 1987-1988.- *J. Geophys. Res.*, **94**(C3), 3223-3227.
- Sarnthein, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion.- "Meteor" Forschungs-Ergebnisse, **C5**, 1-113.
- Sarnthein, M. & Tiedemann, R. (1990): Younger dryas-style cooling events at glacial terminations I-VI at ODP site 658: associated benthic $\delta^{13}\text{C}$ anomalies constrain meltwater hypothesis.- *Paleoceanography*, **5**(6), 1041-1055.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flatøy, A., Veum, T., Vogelsang, E. & Weinelt, M.S. (1992): $\delta^{18}\text{O}$ time-slice reconstruction of meltwater anomalies at termination I in the North Atlantic between 50 and 80°N.- in: E. Bard & W.S. Broecker (eds.): *The Last Deglaciation: Absolute and Radiocarbon Chronologies*.- Springer Verlag, Heidelberg, 183-200.
- Schiffelbein, P. (1986): The interpretation of stable isotopes in deep-sea sediments: an error analysis case study.- *Marine Geology*, **70**, 313-320.
- Schlosser, P., Bönisch, G., Rhein, M. & Bayer, R. (1991): Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980s: evidence from tracer data.- *Science*, **251**, 1054-1056.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J. & Hall, M.A. (1983): Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **65**, 233-244.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddleston, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. & Westberg-Smith, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region.- *Nature*, **307**, 620-623.
- Smethie, W.M., Östlund, H.G. & Loosli, H.H. (1986): Ventilation of the deep Greenland and Norwegian Seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39.- *Deep Sea Res.*, **33**(5A), 675-703.
- Spielhagen, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- *GEOMAR Report*, **Kiel**, **4**, 133 S.
- Stein, R. (1991): Accumulation of organic carbon in marine sediments.- Springer Verlag, Heidelberg, **34**, 217 S.
- Streeter, S.S., Belanger, P.E., Kellogg, T.B. & Duplessy, J.C. (1982): Late Pleistocene paleo-oceanography of the Norwegian-Greenland Sea: benthic foraminiferal evidence.- *Quaternary Research*, **18**, 72-90.
- Struck, U. (1992): Zur Paläo-Ökologie benthischer Foraminiferen im Europäischen Nordmeer während der letzten 600 000 Jahre.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, Christian-Albrechts-Universität Kiel, **38**, 89 S.
- Struck, U. & Nees, S. (1991): Die stratigraphische Verbreitung von *Siphotextularia rolshauseni* (PHLEGER & PARKER) in Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer.- *Geol. Jahrbuch*, **A 128**, 243-249.
- Stuiver, M., Becker, B., Braziunas, T.F. & Kroner, B. (1991): Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influence on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change.- *Quaternary Research*, **35**, 1-24.

- Swift, J.H. (1986): The Arctic waters.- *in*: B.G. Hurdle (eds.): The Nordic Seas.- Springer Verlag, New York, 129-153.
- Swift, J.H., Aagaard, K. & Malmberg, S.A. (1980): The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic.- *Deep Sea Res.*, **27A**, 29-42.
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas.- *Deep Sea Res.*, **28A**, 1107-1129.
- Swift, J.H., Takahashi, T. & Livingston, H. (1983): The contribution of the Greenland and Barents Seas to the deep water of the Arctic Ocean.- *J. Geophys. Res.*, **88**(C10), 5981-5986.
- Swift, J.H. & Koltermann, K.P. (1988): The origin of Norwegian Sea deep water.- *J. Geophys. Res.*, **93**(C4), 3563-3569.
- Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White, J.W.C. & Barlow, L.K. (1993): The 'flickerng switch' of late Pleistocene climate change.- *Nature*, **361**, 432-436.
- Thiede, J., Dissen, G.W., Knudsen, B.E. & Snåre, T. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea.- *Marine Geology*, **69**, 323-352.
- Thiede, J. & Hempel, G. (1991): Die Expedition ARKTIS-VII/1 mit FS "Polarstern" 1990.- Reports on Polar Research, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, **80**, 137 S.
- Thunell, R.C. (1976): Calcium carbonate dissolution history in Late Quaternary deep-sea sediments, Western Gulf of Mexico.- *Quaternary Research*, **6**, 281-297.
- Tiedemann, R. (1991): Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks: Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658-661.- *Berichte - Reports, Geol.-Paläontol. Institut Universität Kiel*, **46**, 127 S.
- Vinje, T. (1977): Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic 1966-1975.- *Norsk Polarinstitut Årbok*, **1975**, 164-174.
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **23**, 136 S.
- Wallace, H.E., Thomson, J., Wilson, T.R.S., Weaver, P.P.E., Higgs, N.C. & Hydes, D.J. (1988): Active diagenetic formation of metal-rich layers in NE Atlantic sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1557-1569.
- Weinelt, M. (1993): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen.- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität Kiel*, **41**, 106 S.
- Weinelt, M.S., Sarnthein, M., Vogelsang, E. & Erlenkeuser, H. (1991): Early decay of the Barents shelf ice sheet - spread of stable isotope signals across the eastern Norwegian Sea.- *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **71**, 137-140.
- Weinholz, P. (1987): FOCOS, eine Methode zum Zählen von Mikrofossilien mit Hilfe eines Personal-Computers.- *in*: A.V. Altenbach et al. (eds.): Beobachtungen an Benthos-Foraminiferen (Teilprojekt A3).- *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Christian-Albrechts-Universität, Kiel*, **6**, 5-16.

- Williams, K.M. (1993): Ice sheet and ocean interactions, margin of the East Greenland ice sheet (14 ka to present): diatom evidence.- *Paleoceanography*, 8(1), 69-83.
- Winn, K., Sarnthein, M. & Erlenkeuser, H. (1991): $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy and chronology of Kiel sediment cores from the East Atlantic.- *Berichte - Reports, Geol.-Paläontol. Institut, Universität Kiel*, 45, 99 S.
- Wilson, T.R.S., Thomson, J., Hydes, D.J., Colley, S., Culkin, F. & Sørensen, J. (1986): Oxidation fronts in pelagic sediments: diagenetic formation of metal-rich layers.- *Science*, 232, 972-975.
- Wolf, T.C. (1991): Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen.- *GEOMAR Report, Kiel*, 5, 92 S.
- Zahn, R., Winn, K. & Sarnthein, M. (1986): Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*.- *Paleoceanography*, 1(1), 27-42.

- 1 DIE ERDKLIMAT IN DER TRANSITIVNE WÄHRUNG DER LETZTEN 2000 JAHRE, 1991, 192 pp.
In German with English summary
- 2 THOMAS C. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS VON DER TRANSITIVNE
GEOL. LEHRE UND 104. GEOL. LEHRE, 1991, 92 pp.
In German with English summary
- 3 GEOMAR STUDIES OF LATERALLY HETEROGENEOUS STRUCTURES - INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA
Edited by ERNST R. FLÜGEL
Commission on Geomorphological Science Technology (CGST), Proceedings of the 5th Workshop Meeting, held in
Kiel - Finken (Germany), August 27-29, 1990, 1991, 298 pp.
In English
- 4 JENS MATTHESSON
DINORLAGE-LATEIN-KRISTEN IM SPÄTQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDATLANTIKS. PALÄOZOLOGIE UND PALÄOGEOMORPHOLOGIE
In German with English summary
- 5 DIETRIK KURTH
HAUPT-UND SPURNELEMENTE IN FORAMINIFEREN-GEHÄUSEN - HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE VERÄNDERUNGEN
IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS, 1991, 117 pp.
In German with English summary
- 6 KLAS C. LACKSCHWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELÖZANISCHEN KOLLESENSEY ALONG NÖRDLICHEN NORDATLANTIK
In German with English summary
- 7 UWE PÄCKEL
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IM SPÄTQUARTÄR DES NÖRDLICHEN
ARKTISCHEN OZEANS, 1991, 104 pp.
In German with English summary
- 8 FS POSSIDON - EXPEDITION 175 (S. 10-11, 1991)
175H: OSTBEREICHUNGSKONTINENTALRUNDREISE
175S: SEDIMENTATION AM KOLLESENSEYRÜCKEN, NÖRDLICH VON ISLAND
Hrsg. von L. MICHENT und H.-J. WALLACE-ADAMS, 1991, 24 pp., 4 pp.
In German with some English chapters
- 9 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN UND OZEANOGRAPHIE
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1991, 1992, 152 pp.
In German and English
- 10 SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS UND KONTINENTALRUNDREISE
SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF-ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFEREN
Nagelococcus pacificus (n. 1), 1992, 133 pp.
In German with English summary
- 11 FS SONNE - FAHRTBERICHT 80 75 PERUVIEN: ZALCOA, PANAMA - ZALCOA, PANAMA, 25.1.1992-18.4.1992
Hrsg. von ERWIN SÜSS, 1992, 120 pp.
In German with some English chapters
- 12 FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY (PAC-4) SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CLIMATE
RECORDS AND MODELLING 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY
PROGRAMME ABSTRACTS, 1992, 324 pp.
In English
- 13 MICHAELA KÜSSCH
DIE ERDKLIMAT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 2000 JAHRE, 1992, 118 pp.
In German with English summary
- 14 PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHWACHENKERNUNG, SCHLIESSERWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESÖKOLOGISCHEN
ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLUNTRÄGEN, 2. Jahrestext zu den beiden 24.01.1992-Forschungssymposien ÖKOSYSTEM 4-8, 1992, 120 pp.
In German with English summary
- 15 TEKTONISCHE ENTWASSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENGRENZEN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS
Hrsg. von / ed. by ERNST SÜSS, 1992, 108, 25-28, 16-22, 35-44, 12 pp.
Some chapters in English, some in German